

55(521.29)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第76号

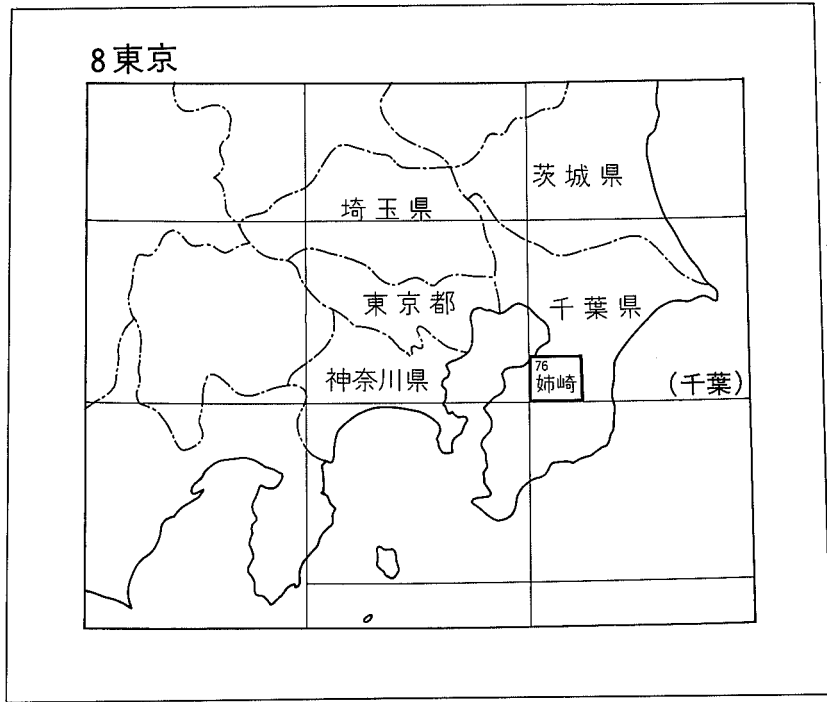
姉 崎 地 域 の 地 質

徳橋秀一・遠藤秀典

昭和59年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I . 地 形	1
II . 地質概説	6
III . 上総層群	12
III . 1 国本層	14
III . 2 柿ノ木台層	18
III . 3 長南層	22
III . 4 笠森層	28
III . 5 金剛地層	40
IV . 下総層群	44
IV . 1 地藏堂層	49
IV . 2 藪 層	58
IV . 3 上泉層	69
IV . 4 清川層	76
IV . 5 横田層	80
IV . 6 木下層	81
IV . 7 姉崎層	86
IV . 8 常総粘土	88
V . 新期段丘堆積層及び新期関東ローム層	90
V . 1 市原I 丘堆積層	91
V . 2 市原II 段丘堆積層	92
V . 3 南総I 段丘堆積層	92
V . 4 南総II 段丘堆積層	94
V . 5 南総III 段丘堆積層	94
VI . 久留里段丘堆積層及び沖積層	94
VI . 1 久留里段丘堆積層	94
VI . 2 沖積層	98
VII . 地質構造	100
VII . 1 波曲構造	100
VII . 2 下総層群の地下分布構造	102
VII . 3 断層・節理	103
VIII . 応用地質	105
VIII . 1 天然ガス	105

VIII.2 山 砂	110
VIII.3 地下水・地盤沈下	110
VIII.4 地震災害	111
文 献	113
Abstract	131

図・表・付図目次

第 1 図 「姉崎」地域の切峰面図	2
第 2 図 A 「姉崎」地域の段丘面区分図	4
B 段丘面区分図一部拡大図	5
第 3 図 主要地名位置図及び「姉崎」地域市町村境界図	7
第 4 図 「姉崎」地域層序総括図	8
第 5 図 国本層・柿ノ木台層・長南層地質柱状図	16
第 6 図 上部国本層に挟まれるテフラ鍵層 Ku1	18
第 7 図 国本層－柿ノ木台層境界部の露頭	19
第 8 図 柿ノ木台層－長南層境界付近の地質柱状図	20
第 9 図 柿ノ木台層上部に挟まれるテフラ鍵層 Ka1	21
第 10 図 テフラ鍵層 Ka2. 4A, Ka2. 4B の対比図	21
第 11 図 長南層下部に挟まれる厚層理砂層	23
第 12 図 長南層中部の泥勝ち砂泥互層	24
第 13 図 長南層上部の砂勝ち互層及びノルマル互層	24
第 14 図 長南層上部に観察されるスランプ層	25
第 15 図 タービダイト・ダストを含む砂泥互層の柱状図	25
第 16 図 柿ノ木台層－長南層地層区分対比図	28
第 17 図 4 ルートにおける笠森層－金剛地層総合地質柱状図	29
第 18 図 2km 間隔の笠森層－金剛地層地質柱状図	30-31
第 19 図 笠森層－金剛地層水平岩相断面図	30
第 20 図 “あばた” 状を呈する塊状砂質泥岩	32
第 21 図 “ふきながし型” 砂泥互層	33
第 22 図 “ふきながし型” 砂泥互層中の谷地形	33
第 23 図 “ちりちり型” 砂泥互層	34
第 24 図 万田野砂礫層に発達する大型斜交層理砂層	35
第 25 図 万田野砂礫層及び養老砂層のフォアセット斜交葉理の古流向図	35
第 26 図 国府里砂層下部の層状砂層	36
第 27 図 笠森層－金剛地層境界付近の柱状図	37

第28図	淘汰の良い金剛地層下部の砂層	41
第29図	金剛地層下部に挟まれる砂泥互層	41
第30図	金剛地層の最上部に観察される砂鉄質黒色葉理砂層	43
第31図	ヒメスナホリムシ化石生痕	43
第32図	金剛地層上部の地質柱状図	44
第33図	金剛地層下部の砂層中に挟まれるテフラ鍵層 Ks5	45
第34図	地蔵堂層地質柱状図	50
第35図	下部地蔵堂層の泥質層	52
第36図	地蔵堂化石帯を含む上部地蔵堂層の砂層	53
第37図	上部地蔵堂層の塊状細粒砂層	53
第38図	地蔵堂層下部の泥質層中に挟まれるテフラ鍵層 J1	54
第39図	テフラ鍵層 J12	57
第40図	模式地における地蔵堂化石帯の貝化石群	58
第41図	藪層地質柱状図	60
第42図	下部藪層の泥質層	62
第43図	下部藪層のチャンネル性粗粒堆積物	63
第44図	上部藪層の貝化石群	63
第45図 A	養老川以西地域の上泉層地質柱状図	66
B	養老川以東地域の上泉層地質柱状図	68
第46図	下部上泉層泥質層中の砂管及びテフラ鍵層 Km2	70
第47図	貝化石密集部を伴う模式地近くの上部上泉層	71
第48図	テフラ鍵層 Km1 の柱状図	72
第49図	テフラ鍵層 Km3, 4, 5	73
第50図	テフラ鍵層 Km8	75
第51図	養老川以西地域の清川層及び横田層の露頭柱状図	77
第52図	養老川以東地域の清川層の露頭柱状図	78
第53図	下部清川層泥層中のテフラ群	79
第54図	清川層基底の層相と高度分布図	80
第55図	木下層の露頭柱状図	82
第56図	木下層の谷埋め堆積物	83
第57図	木下層の谷埋め堆積物の上に発達する砂層	83
第58図	木更津台地における木下層の分布	84
第59図	市原台地東部の木下層及び常総粘土の露頭柱状図	85
第60図	姉崎層の露頭柱状図	87
第61図	姉崎層の基底等高線図	88
第62図	常総粘土	89

第 63 図	木下層・姉崎層及び常総粘土の関係を示す概念図	90
第 64 図	新期関東ローム層の標準柱状図	90
第 65 図	市原Ⅰ段丘堆積層及び“かたずな”の露頭柱状図	91
第 66 図	“かたずな”分布地域	92
第 67 図	市原Ⅱ段丘堆積層の露頭柱状図	93
第 68 図	南総Ⅰ段丘堆積層の露頭柱状図	93
第 69 図	南総Ⅱ段丘堆積層の露頭柱状図	94
第 70 図	南総Ⅱ段丘堆積層中の A. T.	95
第 71 図	南総Ⅲ段丘堆積層の露頭柱状図	95
第 72 図	養老川河岸の久留里面及び南総面の遠望	96
第 73 図	久留里面の分布形態を示す断面図	96
第 74 図	養老川付近の段丘面高度分布図	97
第 75 図	沖積層の主なボーリング柱状図	99
第 76 図	養老川河口付近の沖積層基底等高線図	99
第 77 図	「姉崎」地域地質構造図	101
第 78 図	地蔵堂層の地下等深線図	102
第 79 図	藪層の地下等深線図	103
第 80 図	上泉層の地下等深線図	104
第 81 図	「姉崎」地域南東部における断層・節理分布図	105
第 82 図	笠森層中に観察される南北性節理	106
第 83 図	千葉県下水溶性天然ガス鉱床の地区別採取層準	106
第 84 図	長南町「姉崎」地域内における坑井及びプラントの分布図	107
第 85 図	天然ガス生産井	108
第 86 図	東京湾岸地域の地盤沈下・地下水位及び揚水量の経年変化図	109
第 87 図	市原市海士 ^{かまありき} 有木付近の自噴井	110
第 88 図	関東地震被害分布図	112
第 89 図	関東地震地盤災害の例	112
第 1 表	下総層群中・下部を中心とした層序対比表	46
第 2 表	下総層群中・上部を中心とした層序対比表	47
第 3 表	豊成貝化石層の主な構成種	86
第 4 表	長南町「姉崎」地域における地区別天然ガス生産量	108
第 5 表	天然ガスの成分	108
第 6 表	地下かん水の成分	108
付図第 1 図	露頭地点等位置図	119
付図第 2 図	上総層群テフラ鍵層柱状図	123

姉崎地域の地質

徳橋秀一*・遠藤秀典**

姉崎地域の調査研究は、昭和54-58年度の工業技術院の特別研究のうち、観測強化地域「南関東」の地質図作成の一環として行われたものである。野外調査はほぼ全域を兩名で行い、執筆は下総層群上泉層以下の地層を徳橋秀一が、同清川層以上の地層を遠藤秀典がそれぞれ担当した。

野外調査に際しては、各市町村発行の5千分の1ないし1万分の1地形図、及び一部の地域では国土地理院発行の5千分の1国土基本図を用いた。本地域の地質のとりまとめに当たっては、ほぼ全層準で特徴的な地層及びテフラ鍵層を記載するとともに、これらを全域的に追跡することによって、各地層相互の関係を明らかにするよう努めた。また、地層の傾斜が極めて緩いことから、特徴的な地層やテフラ鍵層の標高をハンドレベル等によって求める作業を露頭ごとにほぼ全域で行い、これら各地層及びテフラ鍵層の等高線図・等深線図を描いて、全体の地質構造を明らかにした。また、本地域から多産する貝化石や有孔虫化石等の記載に当たっては、多数の研究者によるこれまでの豊富な研究成果を活用した。

本研究の遂行及びとりまとめに際しては、次の方々からご協力をいただいた。千葉県・市原市・木更津市・君津市・君津郡袖ヶ浦町・長生郡長南町・同長柄町からは、地形図やボーリング資料等各種資料の提供に協力していただいた。合同資源産業株式会社には、水溶性天然ガスに関する資料を提供していただいた。関東建設株式会社の品田芳二郎氏からは、上総層群のテフラ鍵層について一部未公表資料を参照させていただいた。京都フィッシュン・トラック株式会社の檀原 徹氏には、テフラのフィッシュン・トラック年代値の測定結果について種々のご意見をいただいた。これらの方々には厚くお礼を申し上げる。

なお、地質部平山次郎博士からは、初期の野外調査にご協力いただくとともに、執筆に当たり種々のご意見をいただいた。業務課の正井義郎氏には一部写真の調製をお願いした。合わせてお礼を申し上げる次第です。

I. 地 形

「姉崎」図幅地域は、東経140°0' - 140°15'、北緯35°20' - 35°30'の間を占め、関東平野の南東部、千葉県中部に位置している。本地域の北西部には東京湾の一部が含まれる。陸地は、丘陵、台地、河岸段丘・沖積低地及び埋立地に分けられる。このうち丘陵と台地は、本図幅地域の北東端と南西端を結ぶ対角線付近を境に、それぞれその南東側と北西側とに広く分布する。河岸段丘及び沖積低地の大部分は、この丘陵及び台地を切ってほぼ南から北へ流れる養老川及び小櫃川沿いに分布する。

*燃料部 **環境地質部

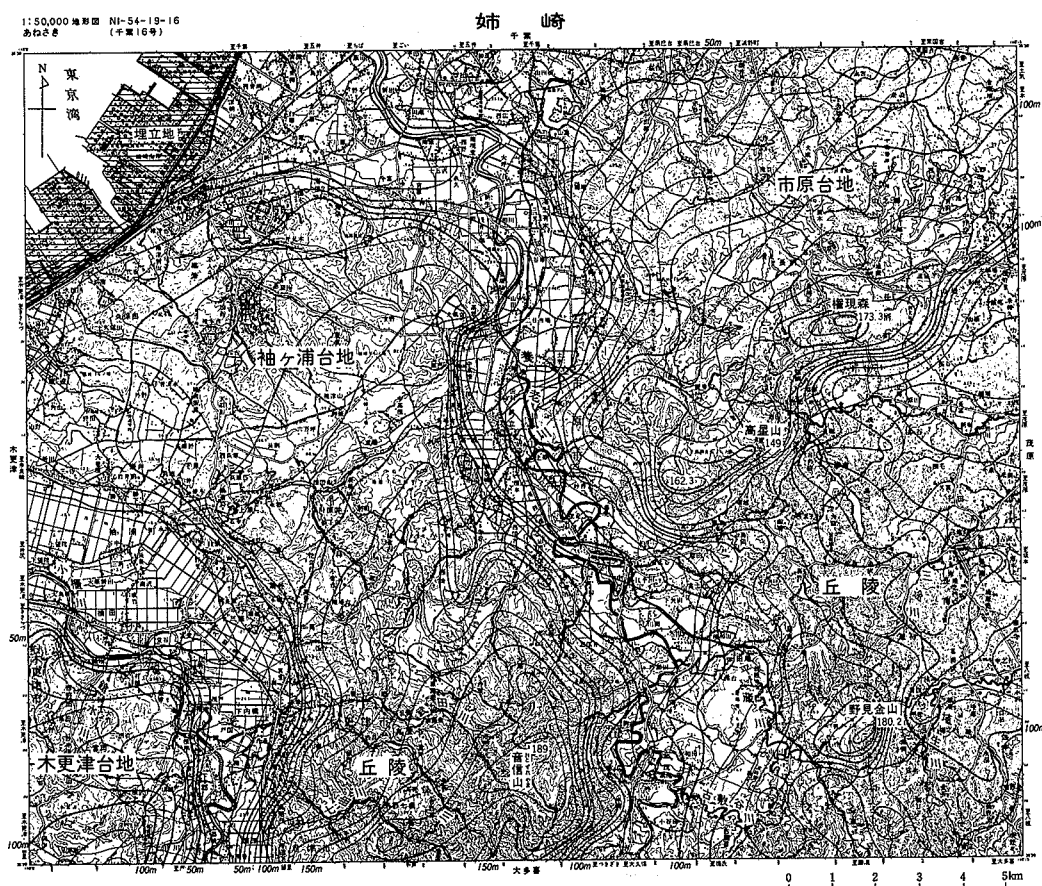
丘陵

1 km の方眼によって作成した本図幅地域の切峰面図を第1図に示す。これによると養老川以東の丘陵地域では、権現森(173.3m)―高星山(149m)―162.3m 三角点を結ぶ付近の高まりは、その北側が緩傾斜で市原台地に続くが南側で急激に低くなる。また野見金山(180.2m)付近の高まりもその南側で急激に低くなる。

丘陵北縁や南部に分布するこれらの高まりは、地蔵堂層や万田野砂礫層の砂質層から構成される。砂質層の分布地域では、比較的開析が進まず、谷密度も低い。一方この付近で、標高50-100mの低い丘陵を構成しているのは上総層群の泥質岩層である、泥質岩層の分布域では開析が著しく進み、また谷密度も高くなる。この傾向はこの低地の北東部を占める笠森層の分布域で特に著しい。

地形的に低くなっている丘陵は、台地面形成当時には山地であったところと老えられ、岩質の違いによる差別侵食によって地形の逆転が起きている(吉川, 1947)。

これらの傾向は養老川以西にも見られる。養老川以東の丘陵は、主として上総層群によって構成されているのに対して、その西側の丘陵では、下総層群の地蔵堂層・藪層などの砂質層が比較的広く分布



第1図 「姉崎」地域の切峰面図

「この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図(姉崎)を使用したものである。」

し、音信山おとすれやま（189m）を中心とする高まりを作っている。

台地及び河岸段丘

丘陵の北西側には、頂部に広い平坦面を残す台地が分布する。台地と河岸段丘の地形面区分図を第2図に示す。台地は、その間を流れる小櫃川及び養老川の低地を境に、木更津台地、袖ヶ浦台地及び市原台地に地域区分される。このうち市原台地の広い平坦面は、東側の木下面と、西側の姉崎面とに分けられる。木下面は勝間の南方にも分布する。木下面及び姉崎面は杉原（1970）によってそれぞれ下総上位面及び下総下位面とされたものに相当する。この付近では、姉崎面の地形面高度は木下面よりも5m程低く、また木下面は開析が比較的進んでいる。袖ヶ浦台地には姉崎面が広く分布する。木更津台地にも姉崎面が分布する。これらの台地面はいずれも北西方向に傾斜し、姉崎面は四空野付近で標高110mを超えるが、東京湾岸では、標高40m以下となる。

河岸段丘は主として養老川及び小櫃川沿いに広く分布する。形成時代の違いから大きく市原面、南総面及び久留里面に3分され、それぞれが更に2-5面の段丘面に細分される。

このうち市原面は武蔵野ローム層降灰期の段丘面であり、市原Ⅰ面及び市原Ⅱ面の2面に細分される。市原Ⅰ面は、袖ヶ浦台地の北西部に分布する。姉崎面とは明瞭な高度差が認められないが、形成時代のより新しい地形面である。市原Ⅰ面の分布範囲は限られるが、市原Ⅱ面は、本図幅地域に広く分布する。

南総面は、立川ローム層に直接覆われる段丘面で、その層準の違いから3つの面に細分される。最高位の南総Ⅰ面は古敷谷付近で標高120mに達し、鶴舞では約100mである。この付近では低位の南総Ⅱ面との高度差は20m程であり、南総Ⅱ面と南総Ⅲ面との高度差も15m程である。養老川下流の海士有木付近では、南総Ⅰ面の高度は標高30m以下となり、南総Ⅱとの高度差も10m以下となる。

久留里面は、風成ローム層をのせない段丘面で、主として養老川の上流域に分布する。久留里面は鹿島（1982）によって5つの地形面に区分されている。このうち久留里Ⅰ面は黒ボクをのせる面で、更新統-完新統の境界である約1万年前後に形成された地形面であり、それより低位の面は、明らかに完新世に形成されている。このうち久留里Ⅲ面は、久保台付近より上流域では、上総層群に対する侵食段丘（rock-cut terrace）となっているが、より下流域では、厚い沖積谷埋積物の堆積段丘（fill top terrace）の面と連続する。久留里Ⅳ及びⅤ面は、高滝付近では、上総層群に対する侵食段丘となっているが、下流域では沖積谷埋積物に対する侵食段丘（fill-cut terrace）となって分布する。

沖積低地

沖積低地は、主として養老川及び小櫃川の両河谷に分布する。沖積低地には、谷底低地、後背湿地、自然堤防及び浜堤が分布し旧河道も識別される。旧河道は、人工的な河道の変更によるものも多い。養老川の河口付近では、沖積低地は三角州をなしている。

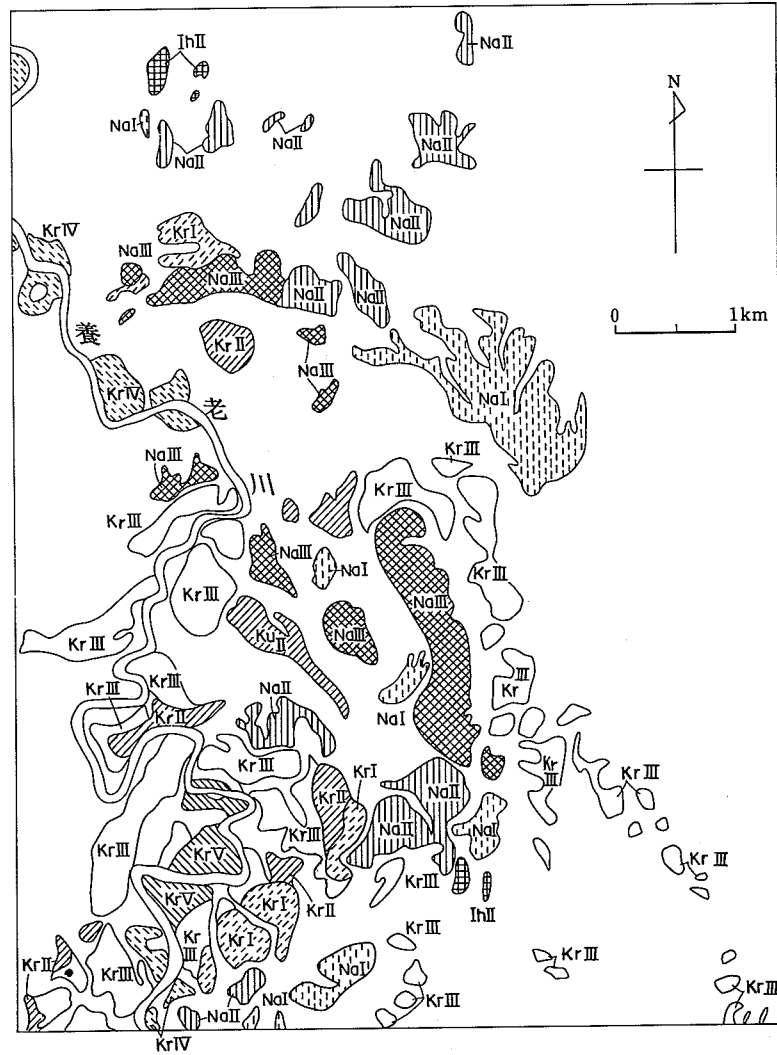
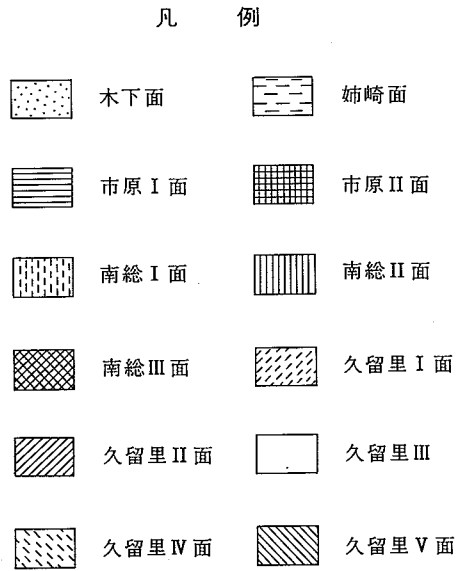
埋立地

東京湾岸には埋立地が造成され、石油精製、石油化学工業等のコンビナート基地が立地している。

なお本図幅地域には、東京湾の埋立地のほかに、大規模な人工的地形改変がなされている地域がある。このうち、東京湾岸地域では主として住宅用地の造成によるものも多く、より内陸側ではゴルフ場用地の造成によるものが多い。また採土による地形改変地も広く見られる。



第2図A 「姉崎」地域の段丘面区分図 久留里IV・V面は養老川及び小櫃川河岸に分布するもののみを示した



第2図B 段丘面区分図一部拡大図 拡大部分はA図に破線で示す

なお本図幅では、可能な限り改変前の地形に基づいて記述している。

II. 地 質 概 説

本地域(5万分の1「姉崎」地域、以下同じ.)には、中部更新統の上総層群上部、中・上部更新統の下総層群、上部更新統の新期段丘堆積層と新期関東ローム層、完新統の久留里段丘堆積層、及び沖積層が分布する。このうち、上総層群と下総層群は北東-南西の一般走向を有し、北西方向に緩く傾斜する。このため、北西の東京湾に向かって順次新しい地層が地表に現れる。これら本地域に分布する地層の特徴について概説する。

上総層群

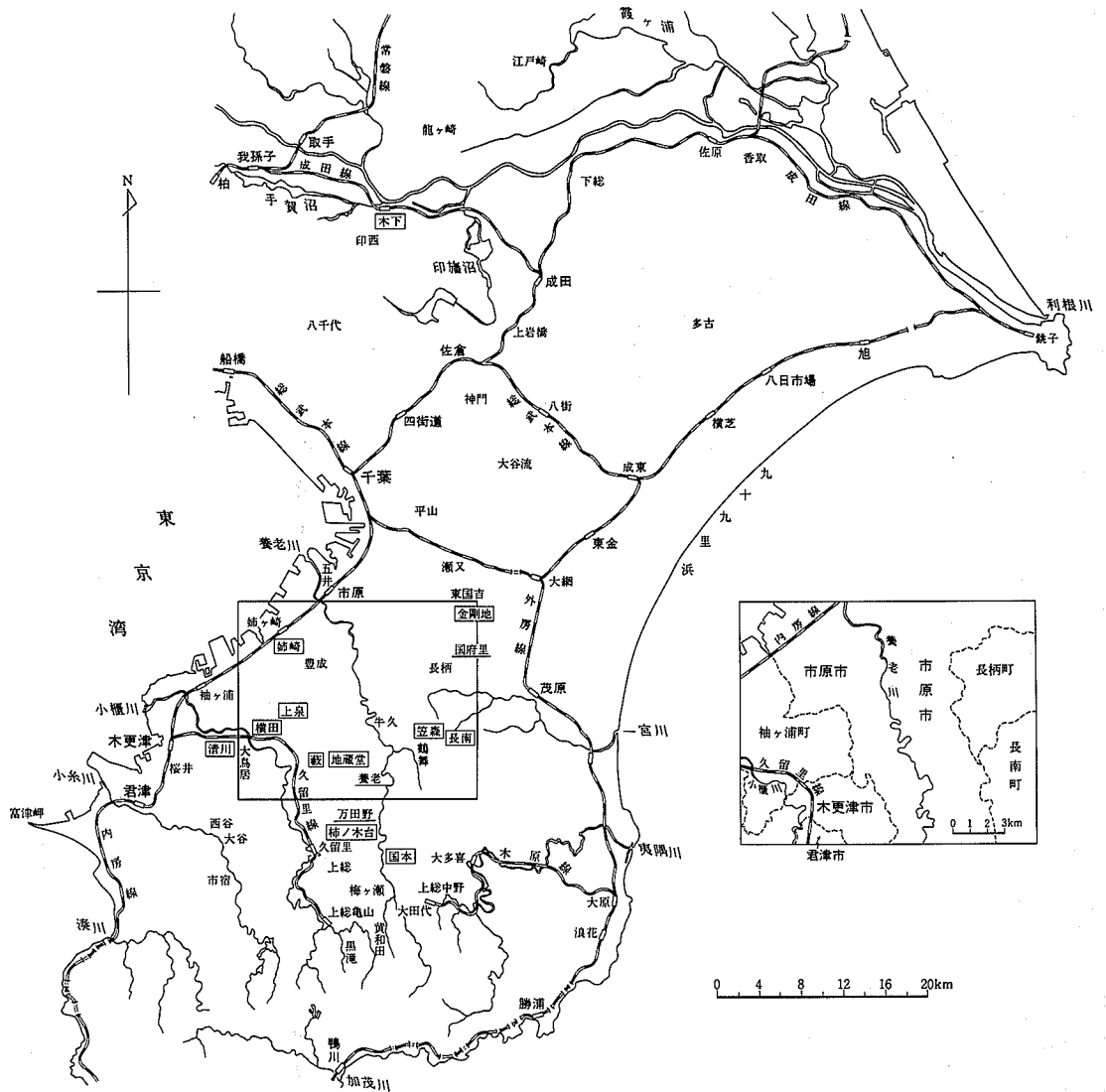
上総層群は、房総半島中部の上総丘陵に広く分布する海成層で、その基底は房総半島をほぼ東西に横切る黒滝不整合で限られる。本層群は、房総半島の中・東部で最も厚く3千数百メートルに達する(三梨ほか, 1979)。本層群は、半島の西部域では、主に浅海成の砂層・礫層及び泥質層から構成され、大規模な削り込み現象が頻繁に観察される。一方厚くなる半島の中・東部域では、主にフリッシュ型砂泥互層から構成され、大規模な削り込み現象はほとんど観察されない。フリッシュ型砂泥互層は、泥勝ち互層と砂勝ち互層の繰り返しからなり、主な砂勝ち互層と泥勝ち互層の境界が、中・東部域における多くの累層の境界となっている。これら中・東部域におけるフリッシュ型砂泥互層を構成する砂層はタービダイトで、個々の砂層はよく連続することが知られている(平山・鈴木, 1968; HIRAYAMA and NAKAJIMA, 1977)。このように厚いフリッシュ型砂泥互層を主体とする上総層群は、本邦最大の水溶性天然ガス鉱床を胎する地層となっている(天然ガス鉱業会, 1980)。

上総層群は、模式ルートである半島中央部の養老川流域では、下位より黒滝層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層、国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層より構成されている。最も厚くなる半島東部域では、黒滝層と黄和田層の間に、さらに3累層(下位より、勝浦層、浪花層、大原層)が含まれる。これらの諸累層のうち最上位の金剛地層は、従来上位の下総層群に入れられていたものである。

AOKI (1968)によると、最下部の黒滝層を除くこれらの諸累層は、半深海域下部の塩積環境から上方へ向かって、半深海域上部、陸棚下部、陸棚上部へと、順次浅い方へ堆積環境が変わる中で形成された一連の堆積盆埋積型の堆積物であるという。一方中嶋(1973, 1978)は、上総層群には、浅海成堆積物で始まり浅海成堆積物で終わる一つの堆積サイクルが認められ、フリッシュ型砂泥互層はこの堆積サイクルの中部を占め、相対的に最も深い相を代表するとしている。またKATSURA (1982, MS)は、上総層群の種々の岩相の時空分布は、第四紀の海面変化と密接な関係にあると指摘している。

本地域には、上総層群上部の国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層が分布する。このうち、国本層及び柿ノ木台層の模式地は、南隣の「大多喜」地域内にあるが、その他の累層の模式地は本地域内にある(第3図)。

国本層(層厚110 m以上) 本層は、模式地の養老川流域では、岩相上、最下部(塊状砂質泥層、層厚約57 m)、下部(厚い砂層を挟む砂勝ち互層、層厚約115 m)、中部(塊状砂質泥岩、層厚約95 m)、上部(砂勝ち互層、層厚約80m)に区分できる(三梨ほか, 1959)、本地域には、南東端部に、塊状の砂質シルト岩-



第3図 主要地名位置図及び「姉崎」地域市町村境界図。図中、四角の枠は累層名として、下線は部層名として本報告(徳橋・遠藤, 1984)で用いている地名であることを示す。なお姉崎は国鉄(内房線)の駅名であり、地名としては姉崎が用いられている。

粗粒シルト岩からなる中部(層厚20 m以上)と、厚い砂層と塊状砂質シルト-粗粒シルト岩ないし泥勝ち互層との互層からなる上部(層厚約90 m)のみが分布する¹⁾。

中川ほか(1969), NITSUMA (1971)によると、中・下部更新統の境界(町田ほか, 1980)とされる BRUNHES-MATUYAMA 古地磁気境界(約70万年前)は、国本層中部の基底付近にある。

柿ノ木台層(層厚70 m) 柿ノ木台層は、後述の笠森層の主岩相とよく似た塊状の粗粒シルト岩ないし砂質シルト岩から構成され、上部には弱い成層構造が観察される。模式地のある養老川流域に比べると

1) 上総層群の場合、泥質堆積物は固結がかなり進んでいることから、泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩としているが、砂質堆積物は未だ未固結であることから砂層としている。

地質年代	層序区分	岩相	主要鍵層テフラ及び 主要貝化石産地(下総層群)	岩相		
完 新 世	沖積層 (40m以下)	久留里 段丘 堆積層		礫・砂・泥からなり、主に養老川と小瀬川沿いに分布する。 養老川河口付近では厚さ最大40mに達する。		
	後 期	新総Ⅲ段丘堆積層	新総Ⅲ段丘堆積層	↑ A.T. 立川ローム層 ↓ T.P. 武蔵野ローム層 M.P. ↓ O.P.	礫・砂・泥からなり、I-V面に区分可能である。風成ローム層によって覆われない。I面のみは黒ボク土に覆われる。	
新総Ⅱ段丘堆積層		新総Ⅱ段丘堆積層	礫・砂・泥からなり(5-3m)、立川ローム層最上部のソフトローム帯(40cm前後)によって覆われる。			
新総Ⅰ段丘堆積層		新総Ⅰ段丘堆積層	礫・砂・泥からなり(8-2m)、上部暗色帯以上の立川ローム層(1m前後)によって覆われる。A.T.を含む。			
市原Ⅱ段丘堆積層		市原Ⅱ段丘堆積層	礫・砂・泥からなり(5-1m)、下部暗色帯を含む立川ローム層(2-1.5m)によって覆われる。			
市原Ⅰ段丘堆積層		市原Ⅰ段丘堆積層	礫・砂・泥からなり(4-2m)、三浦軽石直下の埋設土より上位の武蔵野ローム層以上のローム層(4-6m)に覆われる。			
常総粘土		常総粘土(2m- 数10cm)	常総粘土:テフラが著しく粘土化したもので、木下層及び姉崎層の上に整合に重なる。テフラ降伏期から上部・中部・下部に区分			
姉崎層		姉崎層(20-1m)	姉崎層:シルト岩の円礫の多い礫混じり砂層と、細粒砂層や泥炭を挟む泥質層との互層からなる陸水成層。堆積面は地形面(姉崎面)を形成。			
木下層		木下層(30m以上)	木下層:木更津台地、袖ヶ浦台地、市原台地の西部では、砂礫層の上に厚い泥質層ないし砂泥互層の発達した谷埋め型堆積物(厚さ30m以上)、市原台地東部では、厚さ15-5mの波食台上の堆積物と考えられる砂層からなる。後者の砂層の堆積面は、地形面(木下層)を形成。			
中 期		横田層	横田層(6m以上)		Yk1-2	上部(4m以上):砂管を含む泥質砂層。 下部(2-3m):泥炭及び植物根痕跡化石を伴う泥層。
		清川層	清川層(25-20m)		Ky1-3	上部(20-13m):中一粗粒砂層。ほぼ全層準から貝化石を多産。
	上泉層	上泉層(50-6m)	Km8 Km3-5	下部(8-1.5m):淡水-汽水成泥質層。チャンネル性粗粒堆積物、泥炭、植物根痕跡化石、砂管などを伴う。 上部(40-2m):塊状中一極粗粒砂層。基底付近に貝化石密集ゾーン。一部地域では、砂層上部に貝化石密集ゾーン。 下部(10-1.5m):淡水-汽水成泥質層。チャンネル性粗粒堆積物、泥炭、植物根痕跡化石、砂管などを伴う。		
	藪層	藪層(60-20m)	Km2 Km1 Yb5 Yb3	上部(35-20m):中一粗粒砂層。ほぼ全層準から貝化石多産。 下部(25-1m):淡水-汽水成泥質層。チャンネル性粗粒堆積物、泥炭、植物根痕跡化石、砂管などを伴う。		
	地藏堂層	地藏堂層(85-50m)	Yb1 Yb0 J12 J11 J10 J4 J3 J1	上部(70-50m):塊状中一細粒砂層。地藏堂化石帯・丹原化石帯を含む。 下部(13-1m):淡水-汽水成泥質層。チャンネル性粗粒堆積物、泥炭、植物根痕跡化石、砂管などを伴う。泉谷化石帯を含む。		
	金剛地層	金剛地層(60-40m)	Ks5 Ks7.5 A-B Ks10	上部(15-10m):斜交葉理、平行葉理の発達した中一粗粒砂で一部礫を含む。薄い砂泥互層を挟む。 下部(50-30m):塊状細粒砂層(一部に低角度斜交葉理)及び層状中一細粒砂層。泥管を伴う砂泥互層を挟む。		
	笠森層	笠森層(300-230m) [国府里砂層:50-0m] [養老砂層:15-0m] [万田野砂礫層:70-0m]	Ks12 Ks16 Ks21	主 部:主に塊状・不均質な砂質シルト岩ないしシルト質砂岩からなるが、南西部では下部と上部に特徴を異にする砂層と泥層の粗互層が発達する。 国府里砂層:層状粗一中粒砂層及び塊状細粒砂層。 養老砂層:斜交層理及び層状粗一中粒砂層。 万田野砂礫層:大型斜交層理砂層を主体とした含礫粗一極粗粒砂層。		
	長南層	長南層(175-150m)	Ch1 Ch2 Ch3	上部(125-70m):主に砂勝ち砂泥互層からなる。大小のスランプ層を多数挟む。 中部(25-20m):主に泥勝ち砂泥互層からなり、薄いスランプ層を挟む。 下部(50-7m):厚いレンズ状砂層を挟む塊状シルト岩。		
	柿ノ木台層	柿ノ木台層(70m)	Ka1 Ka2.4	塊状・不均質な砂質シルト岩ないしシルト質砂岩。上部に弱い層状構造が発達。上方及び西方に向かって粗粒化する傾向あり。		
	国本層	国本層(110m以上)	Ku1 Ku2	上部(90m):塊状砂層と塊状シルト岩の互層。一部うすい泥勝ち砂泥互層を挟む。 中部(20m以上):塊状シルト岩。基底付近にBRUNHES-MATUYAMA古地磁気境界。下部以下は本地域に分布せず。		

第4図 「姉崎」地域層序総括図 括弧内の数字は地質の厚さを示す

細粒である。一般に、下部から上部へ向かって粗粒化し、最上部に最も粗い部分が観察される。柿ノ木台層と上位の長南層との境界は、従来研究者や地域によって異なり不統一であったが、今回新たに再定義した。

長南層 (層厚 175-150 m) 本層は、上下に3分される。下部は、均質塊状な細-中粒シルト岩を主体とし、レンズ状の厚い砂層を挟む(層厚 50-7 m)。中部は、泥勝ちの砂泥互層からなり(層厚 25-20 m)、上部は、全体として砂層の優勢な砂勝ち砂泥互層を主としスランプ層を頻繁に挟む(層厚 125-70 m)。

笠森層 (層厚 300-230 m) 本層は、模式地を含む本地域北東部では、全体にバイオターベーションが発達する不均質・下淘汰な塊状の砂質シルト岩ないしシルト質砂岩から構成されている。一部に弱い層状構造が観察されることもある。一方本地域南西部では、笠森層の中部の岩相は北東部のそれと同じであるが、下部と上部は、砂層と泥岩層との薄互層からなる特異な砂泥互層で特徴づけられる。そのほか笠森層には、よく連続する3つの砂・礫層、すなわち下位より、万田野砂礫層(層厚 70-0 m)、養老砂層(層厚 15-0 m)、国府里砂層(層厚 50-0 m)が挟まれている。このうち、万田野砂礫層と養老砂層は西から東へ薄くなり、国府里砂層は東から西へ薄くなる。

金剛地層 (層厚 60-40m) 本層は、主として砂層からなり上下に2分される。下部は細粒で淘汰の良い砂層からなり(層厚 50-30m)、上部は中-細礫を伴う粗粒砂からなる(層厚 15-10m)。さらに、下部・上部それぞれに一つずつよく連続する薄い砂泥互層が挟まれている。金剛地層最上部の砂層には、潮間帯に棲むヒメスナホリムシの生痕化石とされる白斑状化石生痕(菊地, 1972)が観察される。下位の笠森層とは、一部同時異相の関係にある。

下総層群

下総層群は、房総半島北部の下総台地に広く分布し、主に浅海成の砂層とそれに挟まれた淡水-汽水成の泥質層及び砂礫層とから構成される。浅海成の砂層は、しばしば貝化石を多産することから、下総層群の分布域には、多数の貝化石産地が古くから知られている。下総層群の累層名は、ほとんどがそのような貝化石産地に由来している。浅海成の砂層中に繰返し挟まれる泥質層は、泥炭層や植物根の痕跡化石を含むシルト層や粘土層を主体とし、ほかにチャンネル状をした陸水成の砂礫層及び生痕化石や内湾性の貝化石を含む砂質泥層-泥質砂層を場所によって伴う主に淡水-汽水成の堆積物である。これらの泥質層は、それぞれ広い範囲にわたって追跡され、下総層群の累層区分の際の境界として利用されている。このように下総層群は、浅海成の砂層と淡水-汽水成の泥質層とが周期的に繰り返す堆積サイクルから構成されている。下総層群の累層区分は基本的にこのような堆積サイクルに基づいている。青木・馬場(1978)は、下総層群にみられるこのような堆積サイクルをサイクロセムとして扱っている。

本地域には、下総層群のほぼ全層準、すなわち下位より、地藏堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層及び姉崎層が分布する。このうち、木下層の模式地は北方の利根川沿いにあるが、ほかの累層の模式地はほぼ本地域内にある(第3図)。また、木下層と姉崎層の堆積面はそれぞれ地形面(木下面、姉崎面)として残されている。

下総層群7累層のうち、下部の地藏堂層、藪層、上泉層及び清川層は、それぞれ、チャンネル状の陸成砂礫層を場所により基底に伴う淡水-汽水成の泥質層からなる下部と、貝化石を多産する浅海成の砂層からなる上部とから構成されている。下部の泥質層の最上部には砂管が、また上部の浅海成砂層の最上

部には潮間帯に棲むヒメスナホリムシの白斑状化石生痕(菊地, 1972)がしばしば観察される。これらの累層は、下部泥質層の基底部にチャンネル状砂礫層が発達しているところでは、下位の累層の浅海成砂層を局部的に削り込んでいる。しかし、チャンネル状粗粒堆積物を伴わないその他の大部分の地域では、下部泥質層が下位の累層の浅海成砂層の上に整合に重なっている。そしてこのような現象が最初に始まる地蔵堂層をもって、下総層群の基底と定めている。

一方、上位の残りの3累層のうち、最下位の横田層は下位の清川層の上に整合に重なり、基本的には下位の4累層と同じ特徴を有しているが、上位の木下層や姉崎層によって削られているためにその分布域はごく一部に限られている。木下層は、下位の地層と不整合関係にあり、下位の種々の累層と直接接しているが、岩相上は、基本的には下総層群の下部の4累層と同じ特徴を持っていると考えられる。最上位の姉崎層も、下位の地層と不整合関係にある点では木下層と同じであるが、下総層群中この累層だけは例外的に陸成層のみから構成されている。

地蔵堂層(層厚 85-50m) 本層は、泥炭層や植物根の痕跡化石を有する泥質層を主体とし一部基底にチャンネル状粗粒堆積物を伴う下部(層厚 13-1m)と、ややシルト質であるが淘汰の良い浅海成細粒砂層を主体とする上部(層厚 70-50m)とから構成されている。地蔵堂層には、3つの層準に貝化石の密集層が知られ、下位より泉谷化石帯、地蔵堂化石帯、丹原化石帯と呼ばれている(坂倉, 1935b)。

藪層(層厚 60-20m) 本層は、泥質層及び砂礫層(チャンネル性粗粒堆積物を含む)からなる下部(25-1m)と、浅海成の砂層からなる上部(35-20m)とから構成されている。本層上部の砂層には、ほぼ全層準にわたって再堆積による貝化石の密集層が観察されることが多く、貝化石産地も多い。

上泉層(層厚 50-6m) 本層は、泥質層及び砂礫層(チャンネル性粗粒堆積物を含む)からなる下部(10-1.5m)と、ややシルト質で非常に淘汰の良い均質塊状な細粒砂層を主体とする上部(40-2m)とから構成されている。上部の砂層の基底付近の淘汰の悪い砂層からは貝化石を産出するが、それより上位の砂層から貝化石が多産することはまれで、模式地周辺とほかの2・3の地域に限られている。本層上部は、養老川以東で特に薄くなっている。

清川層(層厚 25-20m) 本層は、泥質層及び砂礫層(チャンネル性粗粒堆積物を含む)からなる下部(8-1.5m)と、再堆積型の貝化石を密集して産する中-細粒砂層を主体とする上部(20-13m)とから構成されている。上部の砂層からは貝化石が多産することから、よく知られた貝化石産地も多い。基底にチャンネル性粗粒堆積物の発達するところ以外では上泉層の上に整合に重なっており、その基底に特別な不整合現象は観察されない。

横田層(層厚 6m 以上) 清川層の上に整合に重なる泥質層で、下部は泥炭質の泥層(厚さ 2-3m)で上部は砂管を含む塊状の泥質砂層(厚さ 4m 以上)である。上位の木下層や姉崎層によって削られているために、その分布域はごく一部に限られている。

木下層(層厚 5m から 30m 以上) 本層は、下位層に対して不整合関係にあり、金剛地層以上の地層を直接覆って分布する。本層は、木更津台地、袖ヶ浦台地及び市原台地の西部域では、泥質層を主体とし基底部に砂礫層を伴い、最大層厚 30m 以上に達する谷埋め型の層相を示す堆積物から構成され、姉崎層によって不整合に覆われている。しかし一部の地域では、この泥質層の上位に浅海成の砂層が残されているのが観察される。市原台地の東部域では、波食台上の堆積物と考えられるヒメスナホリムシの化石

生痕を含む砂層(厚さ5-15 m)から構成され、その堆積面は木下面を構成している。前者の谷埋め型の堆積物である泥質層の一部からは貝化石が密集して産し、古くからの貝化石産地も含まれている。

姉崎層(層厚20-1 m) 上総層群以下の地層に由来するシルト岩の円礫を主とする中礫混じりの砂層と、細粒砂層や泥炭層を挟む泥質層との互層からなる陸水成層である。木更津台地、袖ヶ浦台地及び市原台地西部に広く分布し、その堆積面は姉崎面を形成している。

常総粘土(層厚2 m- 数10 cm) 木下層及び姉崎層の直上に調和的に重なり、新期関東ローム層によって覆われる凝灰質粘土層である。テフラを母材として著しく粘土化の進行したものと考えられる。

新期段丘堆積層及び新期関東ローム層

ここでは、武蔵野ローム層と立川ローム層を合わせたものを新期関東ローム層と呼び、この新期関東ローム層によって整合に覆われる段丘堆積層を新期段丘堆積層と定義する。新期段丘堆積層は、武蔵野ローム層と立川ローム層をのせる市原面の堆積層及び立川ローム層のみをのせる南総面の堆積層に区分でき、前者は更にⅠ、Ⅱ面、後者はⅠ、Ⅱ、Ⅲ面を構成する新旧の段丘堆積層に区分できる。

市原Ⅰ段丘堆積層(層厚2-1 m) 袖ヶ浦台地の北西部に分布する。基底に泥岩の中礫を含む中粒砂からなり、三浦軽石(M. P.)を含む武蔵野ローム層以上のローム層(層厚6-4 m)によって覆われる。小原台軽石(O. P.)降灰期かその直後の堆積物と考えられる。

市原Ⅱ段丘堆積層(層厚4-2m) 木更津台地、袖ヶ浦台地、市原台地に比較的広く分布する。三浦軽石直下の埋没土より上位の武蔵野ローム層以上のローム層(6-4 m)に覆われる河岸段丘堆積層で、中礫混じりの砂礫層から構成されている。

南総Ⅰ段丘堆積層(層厚5-1 m) 径3-5 cmの円礫を含む砂礫層からなる河岸段丘堆積層で、下部暗色帯を含む立川ローム層(層厚2-1.5 m)によって覆われている。

南総Ⅱ段丘堆積層(層厚8-2 m) 砂礫層及び泥層から構成される河岸段丘堆積層で、上部暗色帯以上の立川ローム層(層厚1 m前後)に覆われている。本層からは、始良・丹沢火山灰層(A. T.)と同定されるガラス質火山灰層が見いだされる。

南総Ⅲ段丘堆積層(層厚5-3m) 立川ローム層最上部のソフトローム帯(層厚約40cm)のみをのせる河岸段丘堆積層で、砂礫層及びやや泥質な細粒砂層から構成されている。

久留里段丘堆積層及び沖積層

風成ローム層を欠く段丘面(久留里段丘面群)のうち、久留里Ⅰ面及びⅡ面の構成層と久留里Ⅲ面のうち上総層群に対する侵食段丘の構成層のみを一括して久留里段丘堆積層とした。他の久留里面の構成層は沖積層に含めている。久留里段丘堆積層のうち久留里Ⅰ面の構成層は約1万年前に形成されたものと考えられる。他の久留里段丘堆積層はより新しく形成されている。それぞれ礫・砂・泥などから構成されている。

沖積層は、主として養老川及び小櫃川沿いの低地に分布するが、そのほか、丘陵及び台地の開析谷の谷底にも薄く分布する。養老川河口近くの埋立地付近での沖積層は、最大層厚40 m以上に達する。小櫃川や養老川沿いには、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物、旧海岸沿いには浜堤堆積物などが分布する。

このように本地域は、中部更新統(約70万年前)以降現在に至るまでの地層がほぼ連続的に広く分布す

一つの模式的な地域である。したがって、本地域の層序・構造の解明は、本地域の地史、構造発達史のみならず、第四紀後半の地史の解明にとっても資するところが大きいと考えられる。

Ⅲ. 上^{かずさ}総層群

定義 伊田ほか(1956)を再定義。伊田ほか(1956)は、房総半島の黒滝不整合と三浦半島の長沼貝殻坂不整合に挟まれる地層を上総層群と命名し、房総半島での上限としては、笠森層の上限が最も妥当であろうとした。その後三梨(1968)は、笠森層とその上位の金剛地層との間に長沼不整合を設定、それより下位を上総層群、上位を相模層群として、伊田ほか(1956)の見解を補強した。しかし一方では、最近徳橋・遠藤(1983)が詳しく述べているように、上総層群の上限については、基本的な問題として今日まで多くの議論が行われてきた。まず、笠森層とその上位の金剛地層との間の層序学的関係については、不整合説(内尾・村井, 1951; 河井, 1952; 三梨, 1968, 1973, 1974)に対して、整合説(服部・小村, 1959; 中川, 1960; 青木ほか, 1971; 馬場・青木, 1980; 楡井, 1981; 徳橋・遠藤, 1983)が存在するほか、上総層群の上限を従来の金剛地層の中に設けようとする見解(成瀬, 1959; 河井, 1961)がある。更には、三浦半島の長沼不整合は房総半島では笠森層の上限ではなく別の層準に対比されるとする見解(AOKI and BABA, 1977; 杉原ほか, 1978)が示されるなど、上総層群の上限を従来の見解に従って、笠森層と金剛地層の境界に置くことは多くの難点を有している。従来の上総層群と下総層群をまとめて一つの層群名で呼ぶ考え方も可能であるが、それでは、含まれる累層の数が多くなり過ぎて不便である。そればかりか、基本的に性質を異にする上総層群と下総層群の堆積物と壤積様式の特徴を、かえってあいまいなものにする恐れがある。したがってやや便宜的ではあっても、別の観点から最も合理的と考えられる境界を設定することが必要であろう。

本報告では、笠森層の上位に位置し、従来下総層群に含まれていた金剛地層を上総層群に含め、金剛地層の上限をもって上総層群の上限とすることに定義する。その主な理由を列挙すると、次の通りである。

① 笠森層とその上位の金剛地層との関係は、一部同時異相の関係にある整合関係であり、大部分の地域では両者の境界は漸移的であること(徳橋・遠藤, 1983)。

② 金剛地層の上位に重なり下総層群の主体をなす地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層の諸層は、いずれも下部にチャンネル性の粗粒堆積物を伴う淡水ないし汽水成の泥質層、上部にしばしば貝化石を多産する浅海成の砂層を有する共通した堆積サイクルから構成されているのに対して、金剛地層にはそのような独立した堆積サイクルが認められないこと(徳橋・遠藤, 1983)。

③ 金剛地層は、笠森層の形成された主に泥線以深の陸棚的な堆積環境と地蔵堂層下部の泥質層やチャンネル性粗粒堆積物が形成された陸水的な堆積環境との間を結ぶ中間の堆積環境の堆積物、すなわち泥線以浅の陸棚上部の堆積物とみなされること。つまり、上総層群の堆積盆が埋積され浅海化して、遂には消滅していく過程で形成された最終堆積物であるとみなされること。

④ 金剛地層の上限を規定する地蔵堂層下部の泥質層及びチャンネル性堆積物は、地上及び地下の広い範囲にわたって追跡され(楡井, 1982及びⅦ. 2参照)、広域的な境界設定が可能であること。

このように、金剛地層の上限を地層の大区分の境界とする見解は、もとを正せば、上総・下総両層群の分布域を広い範囲にわたって調査した三土(1933)によって既に指摘され、「茂原」図幅(三土, 1937)に表現されたものであり、そのような観点に立ち戻ったものといえる。また最近では、金剛地層や地蔵堂層の堆積環境論的な立場から、類似した見解が指摘されつつある(荒川, 1983; 石井, 1983)。

研究概要 金剛地層を上総層群に含めると、上総層群が厚く発達した房総半島中・東部域では、上総層群は下位より黒滝層、勝浦層、浪花層、大原層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層、国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層の諸累層から構成されることになる。これら上総層群の累層名の大部分は、植田(1930, 1933)や三土(1933)によって命名されたものであり、7万5千分の1の地質図幅「茂原」(三土, 1937)や同「鴨川」(未刊行)によって、これらの地層の分布や構造が明らかにされた。戦後は、天然ガス調査を基礎として、5万分の1「富津・大多喜」ガス田図(三梨ほか, 1961)、1万5千分の1「茂原」ガス田図(石和田ほか, 1971)などのテフラ鍵層を記入した詳細な岩相地質図が刊行され、上総層群の岩相のほぼ全容が明らかにされるに至った。これら戦前・戦後の成果は、20万分の1「千葉県地質図」(陶山・成瀬, 1959)や10万分の1「東京湾とその周辺地域の地質」(三梨ほか, 1976)などの広域地質図に活かされている。

上総層群については、このような地質図幅作成のための調査による成果を基礎としつつ多種多様な研究がなされてきている。それらの研究は大まかに、①後期新生代の地層がほぼ連続的に堆積していることに注目した生層序学的・編年学的研究(房総研究グループ, 1957; 中川ほか, 1969; 尾田, 1975; 新妻, 1976; 西田, 1977; ODA, 1977; 高山・池野, 1977; 町田ほか, 1980; ほか)、②豊富に産出する微化石や貝化石など化石に注目した堆積環境論的・古気候論的研究(大山, 1952, 1959; 成瀬, 1959, 1973; 生越, 1960; 菊池, 1964; 青木, 1964; ISHIWADA, 1964; AOKI, 1968; 大西, 1969; 馬場・青木, 1980; ほか)、③構造が単純で好露出、種々の地層やテフラ鍵層に富んでいることに注目した地層学的・堆積学的研究(小池, 1951, 1955; 三梨, 1954; 佐藤・小池, 1957; 三梨・垣見, 1964; 平山・鈴木, 1968; 山内, 1969; 山本, 1971; HIRAYAMA and NAKAJIMA, 1977; KATSURA, 1982MS; 鈴木ほか, 1983; ほか)、④小断層や地層の“うねり構造”に関連した構造地質学的研究(村井, 1965; 衣笠ほか, 1969; 小断層研究グループ, 1973; 三梨, 1974; ほか)、⑤天然ガスに関連した鉱床地質学的研究(金原ほか, 1949; 河井ほか, 1950; 河井, 1952, 1961; 村井, 1952; 石和田ほか, 1962; 樋口, 1964; 狛ほか, 1983; 米谷ほか, 1983; 井波, 1983; ほか)などに区分することができよう。

テフラ鍵層 上総層群には多数のテフラが挟まれており、その多くは連続性に富み地域的な鍵層として大変有用である。戦後、天然ガスに関連した地質調査の過程で、これらのテフラに累層名と番号とからなる鍵層名がかなり詳しく名づけられた(河井ほか, 1950; 河井, 1952; 三梨ほか, 1959)。そしてこれらの鍵層の分布が地質図上に詳しく表現されたことから(三梨ほか, 1961, 1976; 石和田ほか, 1971)、一般に普及し、その後の種々の調査・研究に広く利用され今日に至っている。本報告でも特に断わりのない限り、これらの鍵層名をそのまま踏襲している。また本地域に分布するこれらテフラ鍵層の柱状図は、巻末に一括して示した(付図第2図)。

本地域には、国本層より上位の上総層群、すなわち国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層が分布する。国本層は中部の泥層より上位の地層が分布するが、国本層の中部の泥層の基底付近に

BRUNHES-MATUYAMA 古地磁気境界 (約 70 万年前) があるとされていること (中川ほか, 1969 ; NIITSUMA, 1971) から, 本地域には中期更新世以降の上総層群が分布していることになる。

III. 1 国^{こく}本^{もと}層 (Ku)

命名 植田 (1930, 1933) によって命名され, 三土 (1937) によってその分布が明らかにされた。

模式地 市原市国本 (養老川流域)

層序関係 下位の主に砂勝ち砂泥互層からなる梅ヶ瀬層を整合に覆い, 上位の柿ノ木台層によって整合に覆われる。

岩相 本地域では南東端にごく一部分布するに過ぎないので, ここではまず, 模式地を含む養老川沿いの岩相について三梨ほか (1959) に従って述べることにする。模式地での全層厚は約 350 m あり, 岩相上次のように, 最下部・下部・中部・上部の 4 つに区分することができる。

最下部: 塊状砂質泥岩層 (ふつう厚さ 2-3cm から数 cm の薄砂層を挟む) で, 厚さは約 57 m。Ku 5 や Ku 6 などのテフラ鍵層を挟む。

下部: 砂勝ち砂泥互層 (ふつう厚さ 2-3 m から数 m の細砂層と厚さ数 10 cm-3 m の砂質泥岩層との互層) で, 厚さは約 115 m。

中部: 塊状砂質泥岩層で厚さは 95 m。Ku 2 などのテフラ鍵層を挟む。

上部: 厚い砂層を挟む砂勝ち砂泥互層 (厚さ 5-15 m の細砂層と数 cm-15 m の砂質泥岩層との互層) で, 厚さは約 80 m。Ku 1 などのテフラ鍵層を挟む。

このように模式地の国本層は, 2 つの砂勝ち砂泥互層と 2 つの塊状砂質泥岩層とからなり, この特徴は北東方向に茂原南方にまで追跡される (石和田ほか, 1971)。

模式地北東に位置する本地域には, このうち上部と中部の一部が分布する。中部は模式地の岩相とほとんど同じである。上部層には, 厚さ 3 m から 10 数 m に及ぶ厚層理砂層が 5 枚認められる, これらの砂層は, 厚層理塊状の粗粒ないし砂質シルト岩層及び泥勝ち砂泥互層と互層する (第 5 図)。厚層理砂層は, 一般に堆積構造の乏しい中-細粒砂層からなるが, 中には径 1m 以上のシルト岩の偽礫 (同時侵食礫) を含みコンボルト葉理を発達させているものもある。

層厚 本地域での層厚は, 上部が約 90 m 中部が 20 m 以上で計 110 m 以上である。

テフラ鍵層 本地域の国本層中には, 上部に Ku 0.1・Ku 0.9・Ku 1, 中部に Ku 2 などのテフラ鍵層が観察された (第 5 図)。これらのテフラ鍵層の柱状図は付図に示したが, Ku 1 と Ku 2 は特に特徴的である。Ku 1 の露頭写真を第 6 図に示す。

化石

(1) 貝化石

貝化石は, 国本層の砂層からの産出はまれであるが, 泥岩層からは散在的に産出する。これら国本層から産出する貝化石のうち, 市宿砂層などが発達する西部域 (主に小櫃川以西) のものについては, 横山 (1930), 坂倉 (1935a) などの研究があり, 戦後はガス田のある東部域 (茂原・大多喜など) について, 河井ほか (1950) や金原ほか (1949) による報告がある。一方, 小櫃川から養老川にかけての中部域について

は、少し遅れて、大山 (1959)、植田 (1969)、成瀬 (1973)、AOKI and BABA (1982) などによって報告されている。

成瀬 (1973) によると、中部と最下部の塊状泥岩中に含まれる貝化石群の種類には大差なく、*Portlandia* (*Portlandella*) *lischkei*, *Limopsis uwadokoi*, *Ancistrolepis*, *Rectiplanes*, *Riuguhdrilla*, *Volutopsis* など親潮潜流性の諸種から構成されている。ただし小櫃川筋では、*Fusitriton oregonis*, *Inquisitor*, *Fulgoraria* など第2躍層ないし下浅海帯の要素が入るのに対して、養老川筋や茂原付近 (金原ほか, 1949) では、すべて親潮潜流性の諸種のみから構成され、東方への水深の増加を示唆している。

AOKI and BABA (1982) によると、小櫃川以東の国本層から産出する貝化石は、*Limopsis-Ancistrolepis* 群集に属し、*Limopsis tokaiensis*, *Ancistrolepis trochoidens*, *Riuguhdrillia medicorinata*, *Rectiplanes sonctioanensis*, *Volutopsius hirosei*, *Aforia circinata* それに“natuoids” spp. などがすべての地点から産出し、まれに、*Acila divaricata*, *Bathybembix crumpi*, *Obestoma?* sp., *Fulgoraria* sp., *Admete cancellata*, *Propebela venusta*, *Nematoma microvoluta* などが特に西部域を中心に見いだされ、上総層群の中では相対的に暖かい時期を示している。

(2) 有孔虫化石

上総層群の泥質岩層からは有孔虫が豊富に産出することから数多くの研究がされている。国本層についても上総層群の一環として研究されている、浮遊性有孔虫に関する研究報告としては、高山 (1962)、青木 (1964)、菊池 (1964)、ODA (1977) などがある。一方、底生有孔虫に関する研究報告には、金原ほか (1949)、河井ほか (1950)、内尾 (1951)、石和田 (1959)、石和田ほか (1962)、ISHIWADA (1964)、樋口 (1964)、菊池 (1964)、AOKI (1968) などがある。

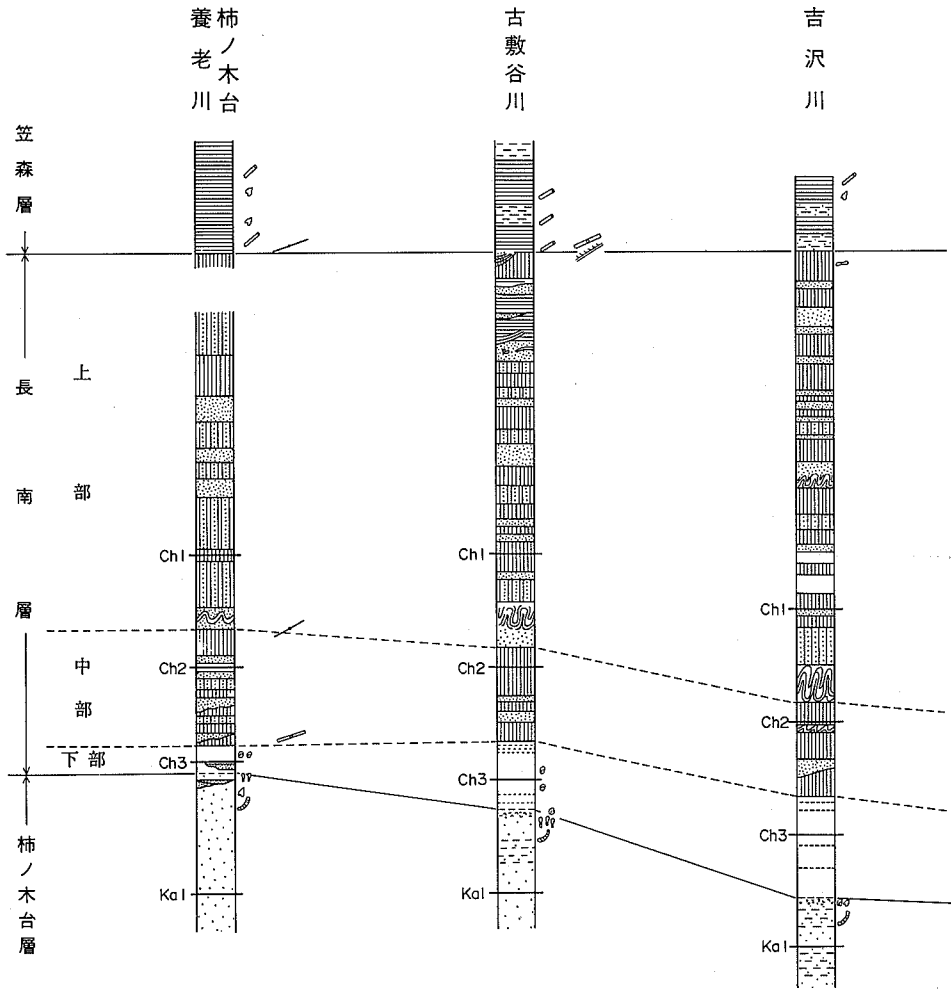
菊池 (1964) によると、国本層基底の泥岩中からは、浮遊性有孔虫として *Globorotaria inflata*, *Pullenia-tina obliquiloculata*, *Globigerinoides trilobus*, *G. ruber cyclostomus*, *Globoquadrina dutertrei* などを多く産するが、これらの種から構成される群集は、明らかに下位の梅ヶ瀬層上部とは異なり暖流の影響を受けたと考えられ、このような群集は柿ノ木台層までほぼ連続する。

青木 (1964) によると、国本層を通して何回か浮遊性有孔虫の群集組成に変動がみられ、相対的にも温暖な水温を示すピークが、Ku 6・Ku 3・Ku 2・Ku 0. 1 付近の4層準にみられ、Ku 2の層準でも最も顕著である。

石和田 (1959)、石和田ほか (1962)、樋口 (1964)、菊池 (1964) は、上総層群から産出する底生有孔虫の群集組成からほぼ共通した zonule を設定しているが、それによると、国本層の中部・下部・最下部は、*Bulimina aculeata*, *Nonion nicobarense*, *Cibicides aknerianus*, *Pseudoepionides japonicus*, *Elphidium crispum* 及び *Gyroidina arbutularis* などを含み、深-浅海種の混合型がみられるが、明瞭な群集としては区別できないので、このような混合型の群集を“Lower Kokumoto Faunule”として一括している。

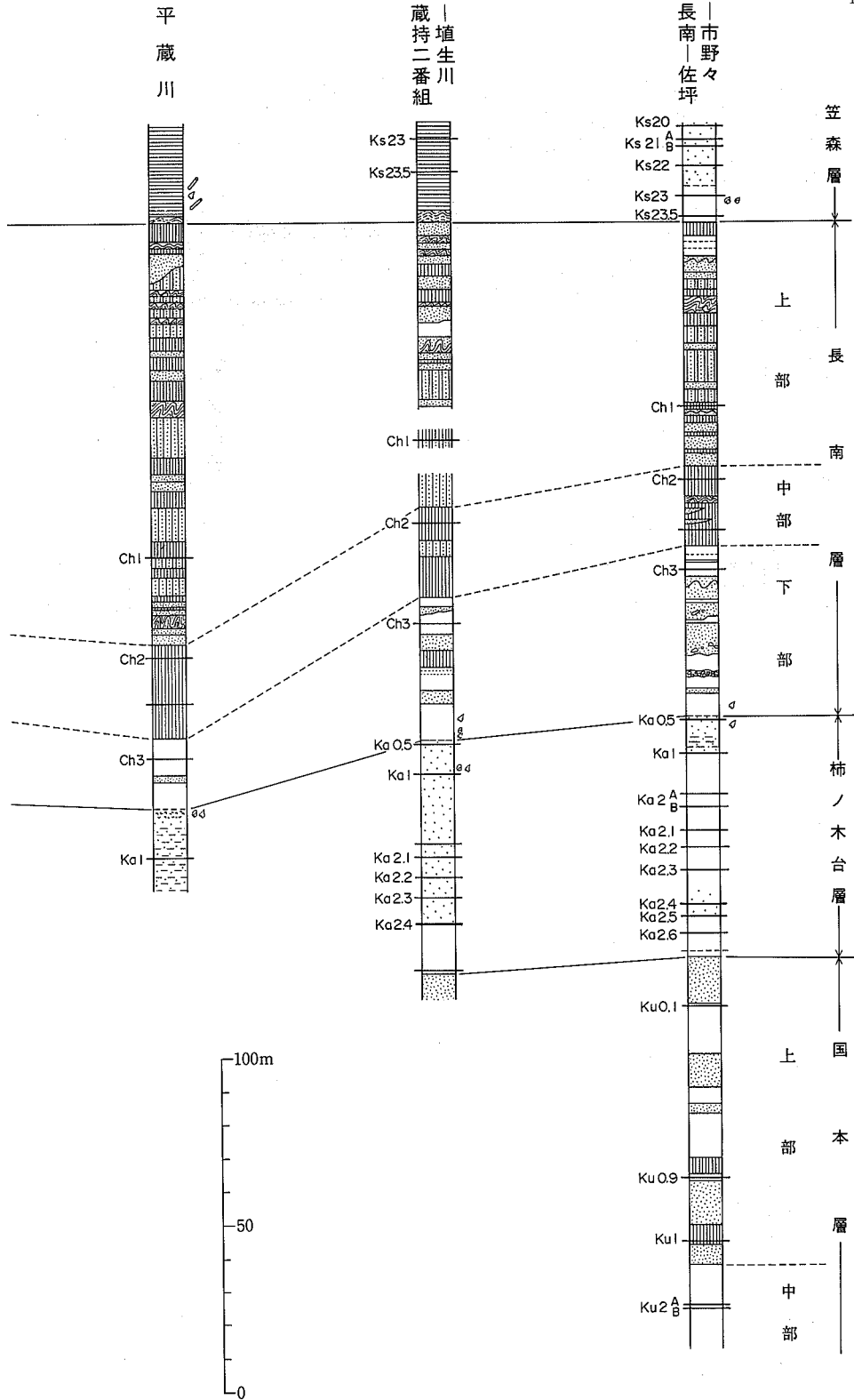
一方、国本層上部の底生有孔虫群集は、*Cassidulina subglobosa* を優占種とし、*Pseudononion japonicum*, *Bolivinita quadrilatera*, *Elphidium crispum*, *E. clavatum*, *Cassidulinoidea bradyi* 及び *Lagenonodosaria scalaris* などを伴う *Cassidulina subglobosa* zonule を構成している (菊池, 1964)。

AOKI (1968) は、前者の Lower Kokumoto Faunule を *Cassidulina subcarinata* zone, 後者の *Cassidulina subglobosa* zonule を *Cassidulina subglobosa* zone に区別し、前者がより冷涼でより深い環境を示すのに対



- | | | | |
|--|------------------------------|--|-----------------|
| | “ふきながし型” 砂泥互層 | | 貝化石散在 (主に二枚貝) |
| | 泥勝ち互層 | | “ ” (“巻貝) |
| | ノルマル互層 | | 材化石散在 |
| | 砂勝ち互層 | | 泥管散在 |
| | 厚層理砂層 (単層) | | 生痕散在 |
| | 塊状シルト岩 (破線は薄い砂層の挟み) | | ノジュール |
| | 塊状砂質シルト岩及びシルト質砂岩 (“あばた”) | | 底痕(グループキャスト)の方向 |
| | 弱層状砂質シルト岩及びシルト質砂岩 (“もやもや互層”) | | 材化石の配列方向 |
| | スランプ層 (砂泥互層) | | チャンネル構造側壁の方向 |
| | “ ” (流状シルト岩) | | |
| | コンポルト葉理 | | |
| | テフラ鍵層 | | |
| | シルト偽礫 | | |
| | 貝化石片密集 | | |

第5図 国本層・柿の木台層・長南部層地質柱状図





第6図 上部国本層に挟まれるテフラ燧層 Ku1 (長南町熊野上^{ゆや})

して、後者は温暖な水塊の下でのより典型的な大陸棚群集を示すとしている。

III. 2 柿ノ木台層 (Ka)^{かきのきだい}

命名 植田 (1930, 1933) が命名し、三土 (1937) によってその分布が明らかにされた。本報告では、柿ノ木台層の上限を再定義した (長南層の項参照)。

模式地 市原市柿ノ木台 (養老川流域)。

層序関係 下位の国本層を整合に覆い、上位の長南層によって整合に覆われる。下位の国本層との境界は明瞭であり、国本層最上部の厚い砂層の上に整合にのる (第7図)。上位の長南層との境界はやや漸移的である。

岩相 本地域の柿ノ木台層は南東隅に分布し、その分布域が限られていることから、まず模式地での岩相について説明する。

模式地周辺での柿ノ木台層は、下部は塊状・半固結の砂質シルト岩からなるが、バイオターベーションが全面に発達しているため、砂質な部分と泥質な部分が複雑に入り乱れ極めて不均質である。表面は砂質な部分が複雑に凹んだ“あばた”状を呈していることが多い。上部の岩相も基本的には下部のそれと同じであるが、しばしば弱い成層構造が観察され、下部に比べてより砂質となっている。養老川より更に西方の小櫃川流域では、柿ノ木台層の上部に厚い塊状砂層が挟まれるようになる (三梨ほか, 1959)。

本地域の柿ノ木台層も、やはり塊状の粗粒シルト岩ないし塊状の砂質シルト岩から構成され、上部に



第7図 国本層-柿ノ木台層境界部の露頭 (長南町熊野下)

弱い成層構造が観察される。養老川流域に比べると全体として細粒である。一般に粒度は下部から上部に向かって粗粒化する傾向が認められ、最上部に最も粗くなる部分が観察される。古敷谷川から平蔵川にかけては、柿ノ木台層最上部数mの部分に、貝化石及び貝化石片が密集し生痕の発達した不均質な泥質岩部が観察される。またその下位の層準では、しばしば径2cm以下の泥管が不均質な泥質砂岩ないし砂質泥岩中に観察される(第5図)。

柿ノ木台層最上部の不均質旗シルト質砂岩層ないし砂質シルト岩層は、上方へ急激に細粒化し、テフラ鍵層Ch3を挟む塊状均質なシルト岩層(長南層下部)に移行する。この移行は、養老川から平蔵川にかけては厚さ1m前後の間で起こり、柿ノ木台層全体が細粒化している植生川(はぶ)川以東では厚さ数mの間で起きている(第8図)。

柿ノ木台層の岩相は、全体として後述する笠森層の主部を代表する塊状砂質泥岩-泥質砂岩相と大変よく似ているといえる。

層厚 本地域での柿ノ木台層の全層厚は約70mである。

テフラ鍵層 柿ノ木台層には、Ka0.5からKa2.6と名づけられた多くのテフラ鍵層が挟まれている(付図)。これらのテフラ鍵層のうち、特に上部に挟まれるKa1と下部に挟まれるKa2.4は特徴的で識別が容易である(第9図及び第10図)。

化石

(1) 貝化石

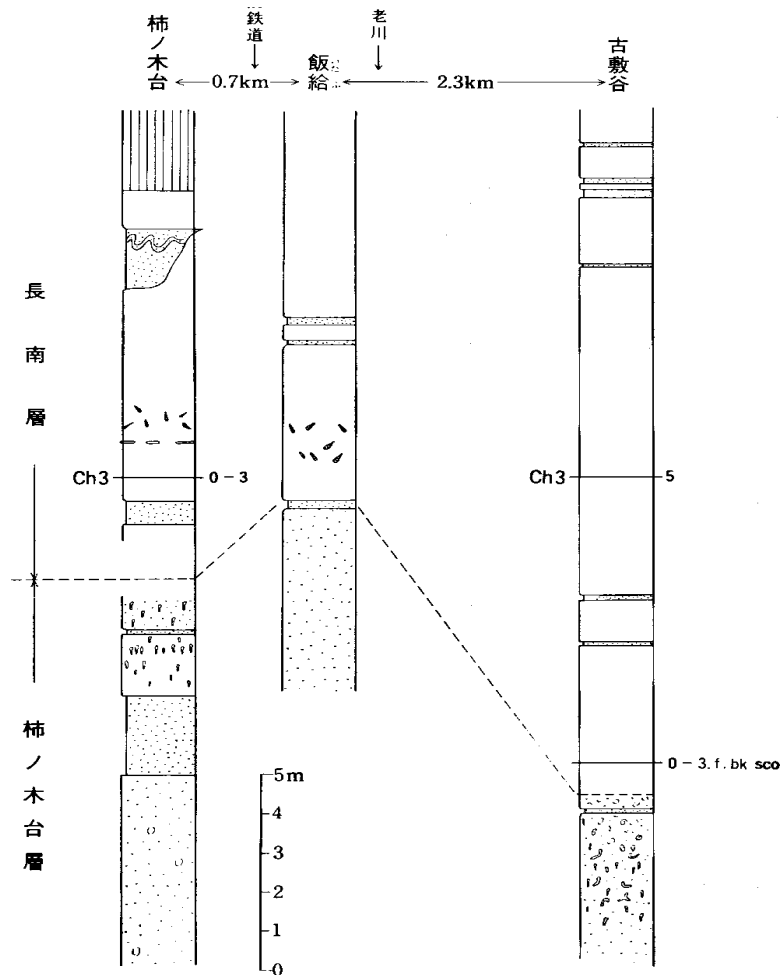


図8 柿ノ木台層-長南層境界付近の地質柱状図 図中の記号は第5図に同じ。

柿ノ木台層の貝化石は、多くの場合、バイオターペーションの発達した砂質シルト岩中に散在して産出するが、特に粒子が粗くなる最上部では、密集して産出することがある。これら柿ノ木台層から産出する貝化石については、国本層と同様、西部域（主に小櫃川以西）の横山（1930）、坂倉（1935a）、東部域（茂原周辺）の金原ほか（1949）、その間の中部域の大山（1959）、植田（1969）、成瀬（1973）、AOKI and BABA（1982）などの報告がある。

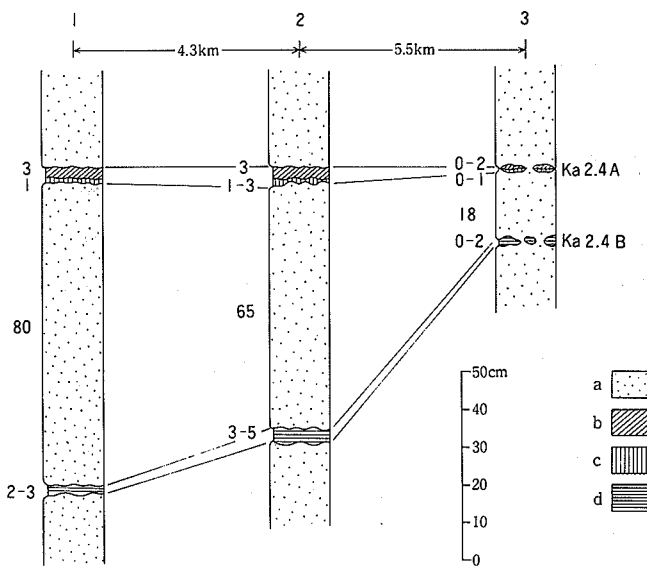
金原ほか（1949）によると、茂原地域の柿ノ木台層からは、*Lunatia*, *Volutopsis*, *Ancistrolepis trochoideus*, *Leucosyrinx*, *Antiplanes*, *Acila* “*divaricata*”, *Limopsis uwadokoi* などの親潮潜流性深海生物群に *Turcicula hirasei*, *Fusitriton*, *Limopsis tajimae* などの親潮潜流上縁の躍層の生物群が混在している。

一方成瀬（1973）によると、養老川から小櫃川にかけての柿ノ木台層には、*Portlandia lischkei* などの親潮潜流系の種のほかに、*Limopsis tokaiaensis*, *Dentalium yokoyamai*, *Fulgoraria prevostiana* など暖海性の種が混じり、更に、*Solen* や *Mercenaria* などの上浅海帯種も知られ、全体として複雑な構成を示す。



→ Ka1

第9図 柿ノ木台層上部に挟まれるテフラ鍵層 Ka1 (市原市古敷谷). Ka1の上下には、柿ノ木台層上部に特徴的な弱い層状構造が観察される



第10図 テフラ鍵層 Ka 2.4A, Ka 2.4Bの対比図

1. 市原市柿ノ木台(養老川), 2. 市原市小草畑, 3. 長南町熊野下
 a. 塊状砂質シルト岩, b. 灰白色シルトサイズ火山灰層, c. 白色シルトサイズ火山灰層, d. 淡桃色シルトサイズ火山灰層

AOKI and BABA (1982) は、柿ノ木台層に含まれる貝化石を地域ごとに、*Limopsis-Dentalium* 群集(小櫃川-養老川)、*Limopsis-Buccinum* 群集(養老川-長南町南部)、*Limopsis-Ancisrolepis* 群集(茂原地域)に分け、柿ノ木台層の貝化石群集の側方変化を指摘している。このように貝化石群集からは、国本層の場合と同じく東方へ深くなる傾向が認められるが、このことは、柿ノ木台層が養老川から本地域へかけて東方へ細粒化している傾向と調和的である。

(2) 有孔虫化石

本累層中の有孔虫についても、国本層と同様、上総層群の有孔虫研究の一環としてその内容が紹介されていることが多い。その主な研究報告は国本層のところで紹介されているので、ここでは省略する。

浮遊性有孔虫は、柿ノ木台層下部の場合、主に *Globorotalia inflata*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globigerinoides trilobus*, *G. ruber cyclostomus*, *Globoquadrina dutertrei* などからなり、下位の国本層と同じような群集を示して、明らかに暖流系の影響を受けている(菊池, 1964)。しかし柿ノ木台層上部になると、*Globigerinita uvula*, *Globigerina quinqueloba*, *G. pachyderma* などの寒流系種が 50% を占めるようになり、次のはっきりとした寒冷期の群集組成を持つ長南層へ移行する傾向を示す(青木, 1964)。

柿ノ木台層の底生有孔虫は、浅海種群から構成されており、国本層上部と同じく *Cassidulina subglobosa zonule* (石和田, 1959; 石和田ほか, 1962; 樋口, 1964; 菊池, 1964) ないし *Cassidulina subglobosa* zone (AOKI, 1968) に属する。

III. 3 長南層 (Ch)

命名 三土 (1933) によって命名され、三土 (1937) によってその分布が明らかにされた。本報告では、長南層の下限を再定義している。

模式地 長生郡長南町長南周辺。

層序関係 下位の笠森層を整合に覆い、上位の笠森層によって整合に覆われる。

岩相 第 5 図に示されているように、模式地を含む本地域の長南層は、岩相から、下部・中部・上部の 3 つに区分することができる。

下部：主に塊状均質な中粒ないし細粒のシルト岩から構成されるが、ときに薄い細粒砂層を散発的に挟む。テフラ鍵層 Ch3 を挟む。東部の埴生川から長南町佐坪地域にかけては、この塊状シルト岩中に数枚の厚層理中-細粒砂層が挟まれる(第 11 図)。これらの砂層の基底はしばしば波打ち、砂層中には、長径が 2m に及ぶシルト岩同時侵食礫(偽礫)やコンボルト葉理が観察される。シルト岩偽礫のみが層状に密集して観察されることもある。西方の養老川及び柿ノ木台周辺では、層厚変化の激しい厚さ数 m 以下のレンズ状の細-中粒砂層が、塊状シルト岩中に散在的に挟まれているのが観察される。

長南層下部に発達するこれらの砂層は、その基底が不規則な侵食面であること、ときに砂層の直上に級化構造を示す再堆積性の細粒泥岩を伴うことなどから、プロキシマル・タービダイトであるとみなされる。そしてこれらの砂層は、特に西方の養老川周辺で顕著な現象として、側方への層厚変化が激しく露頭によって出現したりしなかったりすることから、細長い靴ひも状(シェーストリング状)に伸びた分布様式を取っていることも考えられる。

Ch3 ←



第11図 長南層下部に挟まれる厚層理砂層 (長南町中組)

長南層下部は順次西方へ薄くなる傾向が認められる。すなわち、長南町南部の佐坪地域で50m前後、古敷谷川から平蔵川流域では20-25m、養老川流域では7m前後である。

中部：長南層中部は、主に厚さ20cm以下の細粒タービダイト砂層とシルト岩層からなる泥勝ちのフリッシュ型砂泥互層から構成されている(第12図)。テフラ鍵層Ch2を挟む。ときに厚さ5-1mの厚層理砂層を挟むが、その広がりにはそれほど大きくなく、一つの露頭内でレンズ状に薄化することも珍しくない。厚さ3m以下のスランプ層(水底地汙り流堆積物)が観察されることもある。

中部層の厚さはほぼ安定しており、どこでも25-30mである。

上部：長南層上部は、砂勝ち互層やノルマル互層²⁾を主体とし、その間に泥勝ち互層を挟む全体として砂層の優勢なフリッシュ型砂泥互層から構成されている(第13図)。テフラ鍵層Ch1を挟む。厚さ3-10mに及ぶ厚層理中-細粒砂層を頻繁に挟むが、側方への連続性はそれほどよくない。しかし、一つの露頭内で薄化するようなレンズ状砂層は稀である。厚い砂層にはしばしばコンポルト葉理が観察される。また、全層準に大小のスランプ層が観察される(第14図)。特に古敷谷川から平蔵川にかけては、上部層の基底付近に厚さ10m前後のスランプ層が観察される。

上部層の厚さは、長南町長南地域で70m前後、平蔵川流域で100m前後である。すなわち、平蔵川流域で最も厚く東西両側へ薄くなる。スランプ層は、平蔵川流域から東側でその出現頻度が大きくなる傾向が認められる。

2) 砂層と泥岩層の厚さの比が1より大きく5より小さい砂泥互層をノルマル互層とし、それ以下を泥勝ち互層、それ以上を砂勝ち互層としている。



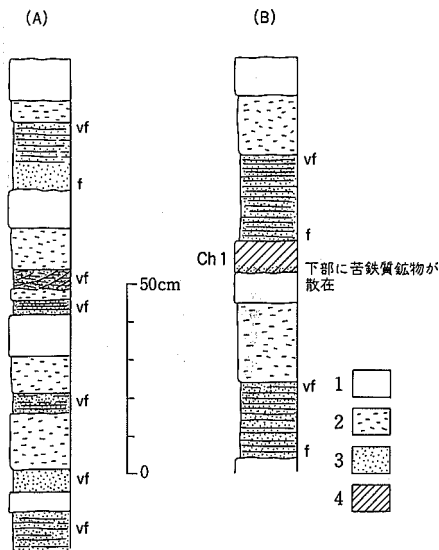
第12図 長南層中部の泥勝ち砂泥互層 (長南町長南南東)



第13図 長南層上部の砂勝ち互層及びノルマル互層 (長南町地藏前)



第14図 長南層上部に観察されるスランプ層 (長南町竹林)



第15図 タービダイト・ダストを含む砂泥互層の柱状図 (A)は長南層中部, (B)は長南層上部 (いずれも養老川)
 1. 均質で塊状な中粒シルト岩, 2. 不均質で砂質な粗粒シルト岩(タービダイト・ダスト), 3. タービダイト砂層, 4. 灰白色シルトサイズ火山灰層(下部は極細粒砂サイズ)

ところで、長南層中・上部のフレッシュ型砂泥互層には、同じく房総半島の鮮新統安房層群安野層のフレッシュ型砂泥互層に典型的に見いだされ、徳橋・八田(1982)によってA型と名づけられたフレッシュ型砂泥互層の特徴が認められる。すなわち、タービダイト砂層とその上位の半遠洋性シルト岩(hemipelagic siltstone)の間に、安野層ではタービダイト・ダストと呼ばれたタービダイト起源のやや不均質で砂質なシルト岩(turbiditic siltstone)が広く観察される。ここでは、養老川で観察された例を第15図に示す。

このように、長南層にはほぼ全層準にタービダイト砂層が挟まれ、その占める割合は下部から上部へ増大している。一方、タービダイト砂層と互層する半遠洋性シルト岩の粒度は、本層の下部から上部へ粗粒化する傾向が認められる。すなわち、柿ノ木台層上部で砂質シルト岩からシルト質砂岩にまで粗粒化した半遠洋性堆積物は、長南層下部で中-細粒シルト岩へと急激に細粒化した後、長南層中部の中粒

シルト岩を経て上部の中・粗粒シルト岩へと上方へ再度粗粒化し、柿ノ木台層とよく似た岩相を有する上位の笠森層へと移行する。

このような半遠洋性堆積物の上方粗粒化は、養老川流域で上総層群の黄和田層から柿ノ木台層にかけて認められる。つまり見方を変えれば、長南層の下部から上部への岩相変化は、長南層より下位の上総層群の岩相変化を再度小規模に繰り返しているようにも考えられる。この場合には、長南層の下部が黄和田層に、中部が大田代層に、上部が梅ヶ瀬層から国本層に対応づけることができよう。そして国本層の上位の柿ノ木台層は、長南層の上位の笠森層に対応づけられよう。しかし、この類似性はあくまで岩相上のことであって、堆積環境の同じような繰り返し・変遷を物語るものではない。例えば長南層の下部層が、黄和田層のように半深海域中・下部で形成されたという証拠は今までのところ知られていない。長南層の下部層にみられる半遠洋細粒シルト岩の形成は、堆積深度の増大とともに、外洋的な堆積環境からやや内湾的な堆積環境への変遷を物語っているのかもしれない。いずれにせよ、その原因は今後の一つの課題である。

層厚 長南層全体の厚さは、平蔵川流域で最も厚く東西両側に薄くなる。平蔵川流域で約 175m、東部の長南一佐坪一市野々地域で約 150 m である。

テフラ鍵層 長南層には Ch 1, Ch 2, Ch 3 と名づけられた 3 枚のテフラ鍵層がよく連続し、それらはそれぞれ長南層の上部・中部・下部に挟まれている(付図)。

化石

(1) 貝化石

長南層の貝化石は、下部の塊状泥岩部、中・上部の砂泥互層のうちの泥質部から、一般には散在して産出するが、ときには一部密集して産出することがある。これら長南層から産出する貝化石は、坂倉(1935a)、金原ほか(1949)、大山(1952, 1959)、成瀬(1973)、馬場・青木(1980)、AOKI and BABA(1982)などによって報告されている。

金原ほか(1949)は、茂原地区の長南層からは、*Turritella nipponica*, *Macoma calcarea* など半深海域の貝類を報告している。大山(1952)は、長南町の南部に分布する長南層中部から、*Portlandia (Portlandella) lischkei* (E. A. SMITH), *Buccinum* sp. ind., *Nuculana yokoyamai* KURODA, *N. ikebei* SUZUKI et KANEHARA, *Limopsis uwadokoi*, Oyama MS, *Serripes* sp. ind., *Macoma calcarea* (GMEIN) などの貝化石を報告し、*Portlandella* 群集として扱っている。また、長南町長南周辺に広く分布する長南層上部から産出する貝化石は、*Turritella (Haustator) nipponica* YOKOYAMA と *Macoma calcarea* (GMELIN) を中心とする *Haustator-Macoma* 群集で特徴づけられるとしている。一般に、後者の *Haustator-Macoma* 群集の場合には化石密度が大きく、前者の *Portlandella* 群集の場合には化石密度が小さい。そして、いずれも親潮系の深度 100-200m 位の自生的群集とされている。

馬場・青木(1980)は、長南層の貝化石を *Turritella nipponica* 群集、*Portlandella lischkei* 群集、*Macoma calcarea* 群集に分けている。*Turritella nipponica* 群集は、久留里から養老川の Ch3 を含む長南層下部の泥岩中にみられ、*Turritella nipponica* がやや密集して産出する。このほか、*Raeta yokohamensis*, *Portlandia lischkei* を伴う。次に *Portlandia lischkei* 群集は、長南町南部から養老川にかけて長南層中部に観察される。*Portlandella lischkei* が散在しているほか、*Nuculana yokoyamai*, *Turritella nipponica*, *Raeta yokohamensis*,

*Lucinoma aokii*などを伴う。大山(1952)の*Portlandella*群集に相当する。最後に*Macoma calcarea*群集は、養老川から茂原にかけて分布する長南層上部から広く産出する。全体の構成種は少なく、*Macoma calcarea*の他には*Turritella nipponica*を伴うこともあり、大山(1952)の*Haustator-Macoma*群集に相当する。*Portlandia lischkei*を伴うこともある。

柿ノ木台層より以下の累層から産出する貝化石からは、親潮潜流以深の群集が知られているのに対して、長南層になると潜流を明示する貝化石はほとんど産出していない。このように長南層から産出する貝化石は、柿ノ木台層以下の諸累層から産出する貝化石とは、かなり様相を異にしている(大山, 1952; 馬場・青木, 1980; AOKI and BABA, 1982)。

(2) 有孔虫化石

長南層から産出する有孔虫については、浮遊性有孔虫は青木(1964)が、底生有孔虫は石和田ほか(1962)、樋口(1964)、菊池(1964)、AOKI(1968)などがふれている。

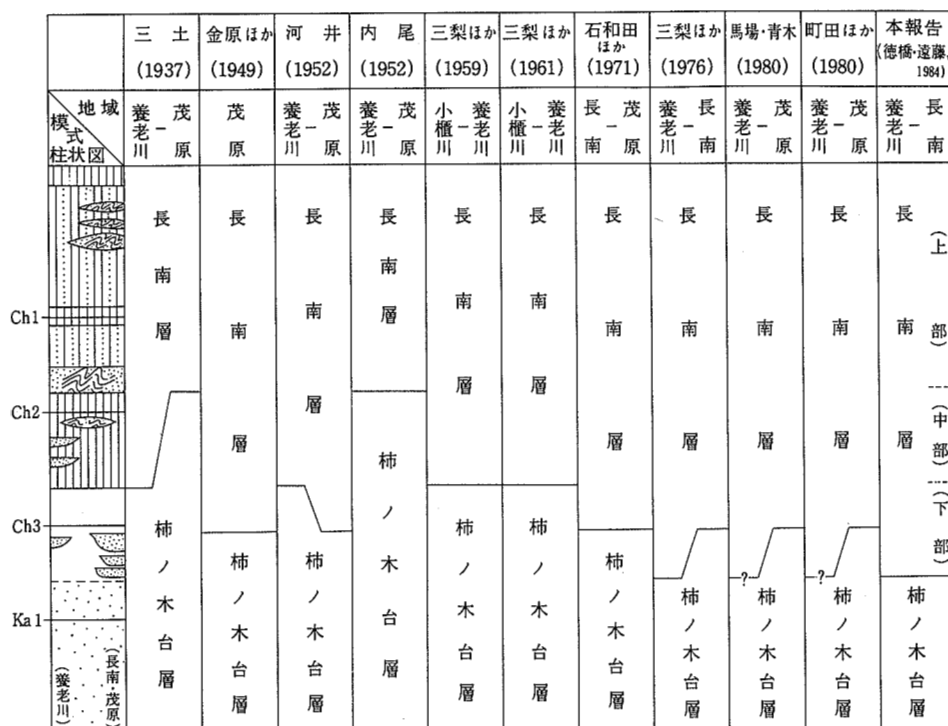
青木(1964)によると、長南層から産出する浮遊性有孔虫ははっきりとした寒冷期の群集組成を持ち、*Globigerina pachyderma*のほか、*Globigerinita uvula*、*Globigerina quinqueloba*などの寒冷系種が多く、温暖種の*Globorotalia inflata*をほとんど含まなくなるので一見して他の層準から区別可能である。また*Globigarrina pachyderma*は、その大半が亜北極域以北に棲むタイプとされる *sinistral coiling* (左巻)を持つということである。

本累層から産出する底生有孔虫は、菊池(1964)によると、*Elphidium clavatum*を優勢種とし、*Pseudonion japonicum*、*Cassidulina subglobosa*、*Lagenonodosaria scalaris*などを伴う。石和田ほか(1962)、樋口(1964)は本層を*Pseudoeponides-Elphidium zonule*に、菊池(1964)は本層を*Elphidium clavatum zonule*に、AOKI(1968)は本層を*Cribrorophidium clavatum zone*に含めている。

柿ノ木台層と長南層の境界問題 養老川から長南・茂原地域における柿ノ木台層と長南層との間の境界層準については、従来地域によりまた研究者によりまちまちであった。これまでの主な見解を模式柱状図とともに示したのが第16図である。この図から、研究者によってどの岩相が累層の境界として重視されてきたかが分かる。長南層の基底を砂勝ち互層の基底に置いたのが三土(1937)、内尾(1952)であり、泥勝ち互層の基底(あるいは塊状シルト岩の上限)に置いたのが三梨ほか(1959)、三梨ほか(1961)である。一方茂原・長南地域で、Ch3の下に出現する厚い砂層を柿ノ木台層に含め、その上限に長南層の基底を置いたのが河井(1952)や石和田ほか(1971)である。三梨ほか(1976)、青木・馬場(1980)、町田ほか(1980)にもその影響が認められる。しかしこの場合には、長南・茂原地域でみられる厚い砂層が、そのすぐ西方では消滅してしまうことから、東部の地域でしか通用しないことになる。

そこで本報告では新しい観点から、表面が“あばた”状を呈する塊状の砂質シルト層ないしシルト質砂岩とその上位にのる細粒均質・塊状なシルト岩との境界部を柿ノ木台層と長南層との境界に設定した。その主な理由を整理すると次の通りである。

1. 長南層下部とした塊状シルト岩中に含まれる厚い砂層は、中部や上部に含まれる砂層と同じくタービダイトであること。
2. 長南層中部・上部でタービダイト砂層と互層する半遠性シルト岩と下部の塊状シルト岩とは同一性質を有し、下部から上部へゆっくりと粗粒化しながら堆積した一連の堆積物であること。



第16図 柿ノ木台層-長南層地層区分対比図

- 柿ノ木台層の模式岩相である表面が“あばた”状を呈する塊状不均質な砂質シルト岩及びシルト質砂岩から、長南層下部の均質塊状な細粒シルト岩への移行はどこでも急激に起こっており、境界の設定が容易であること。
- このような境界設定によって、柿ノ木台層の半遠洋性(現地性)堆積物は塊状不均質な砂質シルト岩及びシルト質砂岩、一方、長南層のそれは塊状均質なシルト岩と対応づけられること。
- 貝化石群集からみても、テフラ鍵層 Ch3 を含む塊状シルト岩のそれは、下位の柿ノ木台層のそれとは異なり、上位の砂泥互層中の泥岩中のものと共通していること (AOKI and BABA, 1982)。

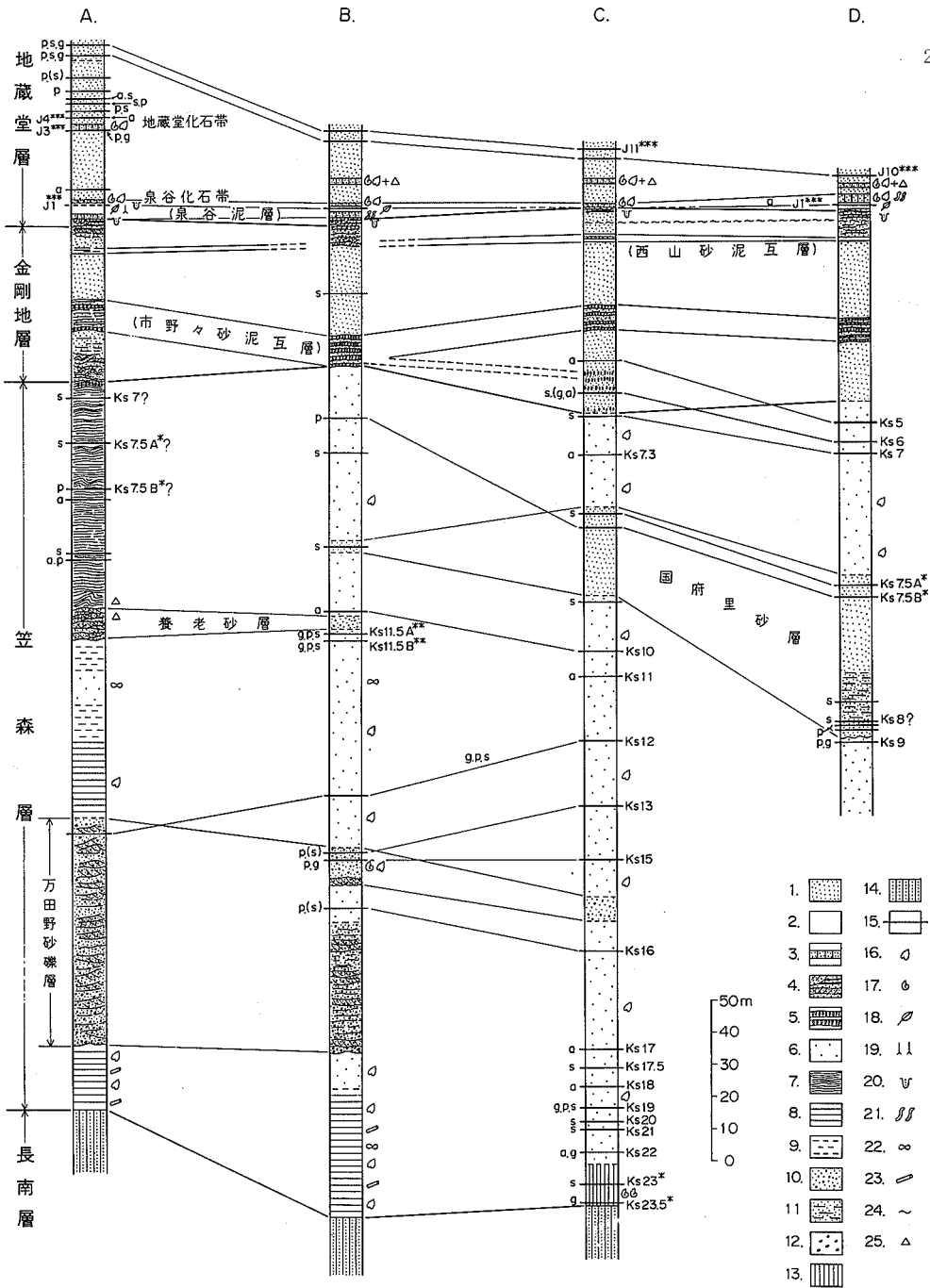
III. 4 ^{かきもり}笠森層 (Ks, Mn, Yo, Kou)

命名 三土 (1933) が命名し、三土 (1937) によってその分布が明らかにされた。

模式地 長生郡長南町笠森周辺。

層序関係 下位の長南層に整合に重なり、上位の金剛地層によって整合に覆われる。笠森層から上位の金剛地層への移行は、多くの地点で漸移的である。

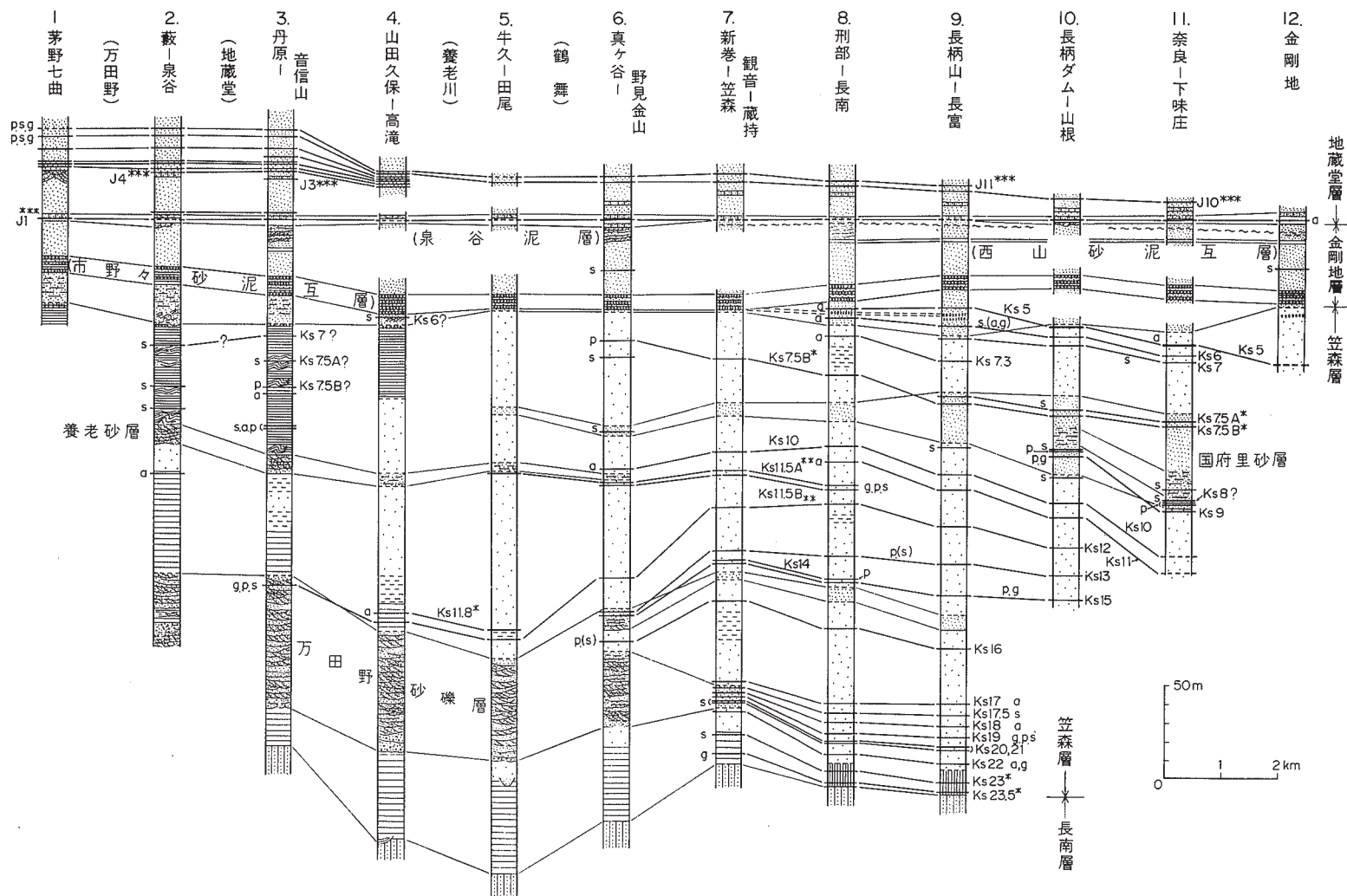
岩相 笠森層は300-230mの厚さを有し、本地域の広い範囲に分布する。笠森層と金剛地層の総合地質柱状図を第17図に示す。また、ほぼ2km間隔の笠森層と金剛地層の地質柱状図を第18図に示す。更に第19図には、笠森層と金剛地層の岩相水平断面図を示す。本地域の笠森層には、3つの層準に比較的



第17図 4ルートにおける笠森層-金剛地層総合地質柱状図 (徳橋・遠藤, 1983を一部修正)

A. 地蔵堂-音信山-古敷谷ルート, B. 真ヶ谷-鶴舞-野見金山ルート, C. 長柄山-長富ルート, D 奈良-国府里ルート.

1. 中-極細粒砂層, 2. 粘土及びシルト層, 3. 泥質砂層-砂質泥層, 4. 各種堆積構造, 5. 泥管密集ゾーン, 6. 塊状シルト質砂岩-砂層シルト岩("あばた"及び"べたかべ"), 7. "ちりちり型"砂泥互層, 8. "ふきながし型"砂泥互層, 9. "もやもや互層"及び"ふきながし状あばた", 10. 粗-極粗粒砂層, 11. 層状砂層, 12. 礫, 13. 塊状シルト岩, 14. フリッシュ型砂泥互層, 15. テフラ, 16. 貝化石(主に二枚貝), 17. 貝化石(主に巻貝), 18. 泥炭層の挟在, 19. 植物根痕跡化石, 20. 砂管, 21. 生痕密集, 22. 不定形ジュール, 23. 炭化材化石, 24. ヒメスナホリムシ化石生痕, 25. 軽石の密集ないし散在. テフラの左側の記号は, テフラの簡単な特徴を示す. p. 軽石, s. スコリア, g. ゴマシオ, a. 酸性細粒火山灰層(シルト-粘土サイズの白色-灰白色-淡桃白火山灰層).
- テフラ鍵層名中, 無印の Ks 5-Ks 22 は河井(1952), 石和田ほか(1971), *は徳橋・遠藤(1983), **は町田ほか(1980), ***は本報告(徳橋・遠藤, 1984)命名



第18図 2 km 間隔の笠森層-金剛地層地質柱状図 (徳橋・遠藤, 1983一部修正). 記号は第17図に同じ

よく連続する砂礫層ないし砂層が挟在されるが、ここではこれらを部層として扱い、これらの部層を除いた部分を主部とする。

A. 主部 (Ks)

笠森層の主部は次のような岩相から構成される。

(1) **塊状砂質泥岩及び泥質砂岩** 模式地を含めて笠森層の中で最も大きな分布域を占め、笠森層を代表する岩相である。特に養老川以東の北東部では、笠森層の大部分をこの岩相が占める。種々の生痕が発達して非常に不均質であるにもかかわらず、全体としては無層理塊状の半固結砂質泥岩ないし泥質砂岩から構成される。垂直な崖をつくりやすく、また人工的に大変細工しやすい地層を形成している。全体が塊状を呈するために、テフラなどの異種の地層が挟まれている場合には大変識別しやすい。露頭での表面の特徴から、野外では更に、“あばた”、“べたかべ”、“もやもや互層”あるいは“ふきながし状あばた”などと名づけて区分することも可能である。それぞれの特徴を述べると次の通りである。

a. “あばた”：バイオターベーションによって、砂質な部分と泥質な部分が複雑に分布し、砂質な部分が凹部を形成している。その結果、表面に不規則な凹凸模様が観察される。笠森層の中では比較的シルト質・堅牢な岩相であり、北東部の笠森層の中・下部にまとまって観察される(第20図)。

b. “べたかべ”：全体にバイオターベーションの発達が顕著であるにもかかわらず表面がのっぺりしている場合で、表面全体が少し丸味を帯びていることから、“まるかべ”ということもある。笠森層の中ではかなり砂質でやや軟弱な岩相である。北東部の笠森層の上部や南西部の笠森層の中部によく観察される。

c. “もやもや互層・ふきながし状あばた”：砂質な部分とシルト質な部分とからなる弱い成層構造が観察される岩相である。砂質な部分が露頭オーダーで比較的良好に連続する場合には“もやもや互層”、砂質な部分が薄く途切れ途切れに続く場合には“ふきながし状あばた”と名づけている。どちらの場合も、砂質な部分とシルト質な部分の間に明瞭な層理面が観察されることはない。両者の中間的な特徴を有するものも多い。ある地域内では特定の層準に追跡することもできるが分布範囲は狭い。

(2) **塊状シルト岩** 東端部の笠森層の最下部に認められる岩相で、長南町の千田から米満にかけて分布する。厚さは10-15mである。均質で塊状なシルト岩からなり、笠森層中最も均質で細粒な岩相である。場所はより、*Turitella nipponica*などの貝化石が密集して産することがある。

(3) “ふきながし型”砂泥互層 南西部の笠森層の下部にかなり広い範囲にわたって分布する。1-20 cm前後の厚さを有するシルト層ないし砂質シルト層と細-極細粒砂層の細かい互層で、次のような特徴を持っている。

- 1) 個々の単層はよく連続し、個々の露頭内で消滅することはまれである。
- 2) どの砂層も細-極細粒砂で、上位の泥層との境界は不明瞭なことが多い。
- 3) 砂層中に級化構造はふつうに認められ、ときにはBOUMA シークエンスの堆積構造を有する典型的なタービダイト様の砂層が観察されることがある。
- 4) 砂層の基底は凹凸に富む。
- 5) シルト層中には多数の炭質微小片が認められ、しばしば流理模様が観察される。
- 6) 砂層・シルト層を問わず多数の貝化石、大小の炭化した材化石が産出する(第21図)



第20図“あばた”状を呈する塊状砂質泥岩(長南町深沢). 中部に弱い層状構造(“ふきながし状あばた”)が観察される

7) 生痕・バイオターペーションの発達が顕著である.

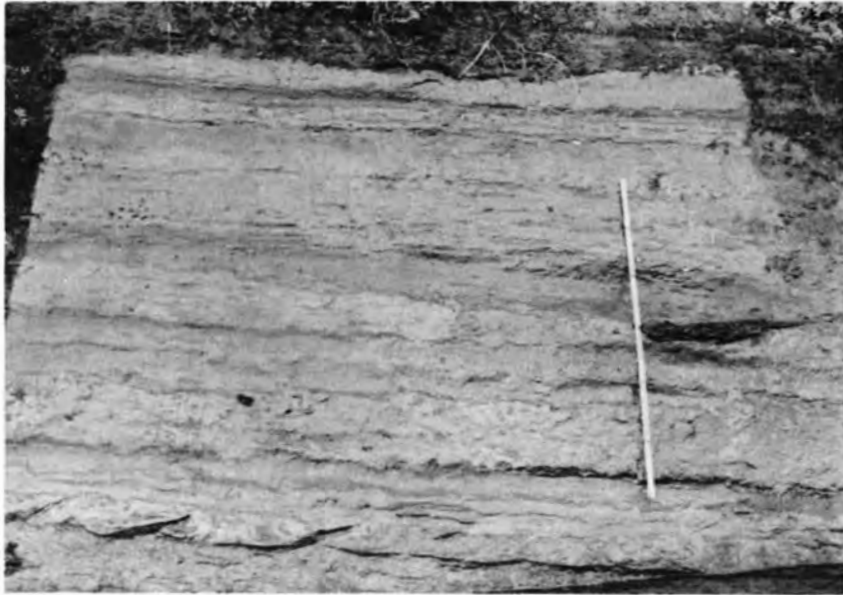
この“ふきながし型”砂泥互層は、後述する万田野砂礫層の上下に分布するが、上位になるほど南西方向に後退してその分布域が狭まっている。この“ふきながし型”砂泥互層の中には、深さ20mに達するような谷状の侵食地形とそれを埋積する厚い砂層(第22図)、あるいはより小規模なチャンネル状及びレンズ状の厚層理砂層が観察されることがある。これらの現象は、特に長南層と万田野層の間の“ふきながし型”砂泥互層中に顕著である。この“ふきながし型”砂泥互層中に見いだされる谷やチャンネルの側壁の方向、及び“ふきながし型”砂泥互層中に含まれる炭化した材化石の方向は、一般にENE-WSWからNE-SWであり、万田野砂礫層中の斜交層理から得られる古流向の方向と同じである(第5図及び第25図)。

(4) “ちりちり型”砂泥互層

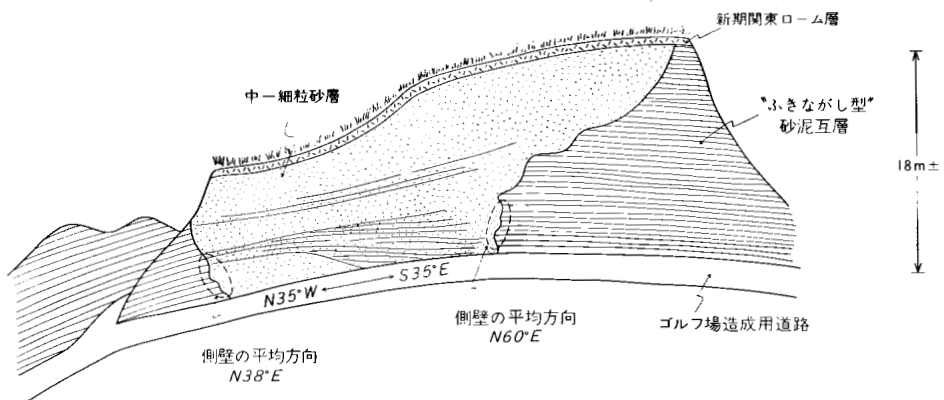
養老川以西の笠森層の上部に、比較的広い範囲にわたって分布する。厚さ1mmから数cmまでの砂層と泥層とからなる薄互層を主体とした地層で、次のような特徴を有する。

- 1) 互層を構成する地層が、粘土層・シルト層・砂層と粒度組成上変化に富んでいる。
- 2) しばしばレンズ状の赤褐色砂層を挟む。
- 3) 貝化石が観察されない。
- 4) バイオターペーションが少なく、数mmの厚さの地層でも、乱されずによく保存されている。
- 5) 種々の程度に変形したスランプ構造を頻繁に伴う(第23図)。

この“ちりちり型”砂泥互層の最上部では、やや砂層の占める割合が多くなり、そのまま金剛地層最下部の層状砂層ないし塊状砂層に移行する。しかし場所によっては、境界部に深さ数mのチャンネル構造や、境界面が緩く波打っている現象が観察される。



第21図 “ふきながし型”砂泥互層（養老川）。砂層と泥層が不規則な境界で接し，砂層の中にも泥層の中にも貝化石が散在し，また炭化した材化石(黒色部)を伴う(平山次郎氏撮影)



第22図 “ふきながし型”砂泥互層中の谷地形（市原市新井東，Loc. 139）。ゴルフ場建設に伴い現在はこの露頭は削られて存在しない

このように笠森層主部の岩相は，本地域北東部では塊状の砂質泥岩ないし泥質砂岩が主体であるのに対して，南西部では，笠森層の下部と上部をそれぞれ特徴的な砂泥互層で占められ，中部にのみ北東部と同じような岩相が観察される。

次に，笠森層の3つの層準に観察される砂礫層及び砂層（下位より万田野砂礫層，養老砂層，国府里砂層）の岩相について説明する。

B. 万田野砂礫層 (Mn)

笠森層の下部（テフラ鍵層 Ks12-22 前後）に挟まれる厚さ 70-0m の砂礫層で，三土（1933）命名。模式地の万田野周辺では，中礫以下の古期岩円礫を頻繁に含み，ときには径 10cm 以上の古期岩円礫も観察



第23図 “ちりちり型”砂泥互層(市原市山口南西). 細密な縞状互層中にしばしばスランプ構造が観察される

される。しかし、本地域内では粗粒な砂層が主で、火砕物質や貝化石片に富んでいる。しかし基底付近には、中礫以下の古期岩円礫が密集して産することが多い。市原市高滝より西方では、“ふきながし型”砂泥互層中に挟まれるが、市原市田尾より東方では、笠森層の代表的な岩相である塊状のシルト質砂岩ないし砂質シルト岩中に挟まれる。単位層の厚さが3m以下の大型斜交層理砂層の発達が目立つ(第24図)。斜交層理(フォアセット層理)の示す古流向は、ほぼどこでも東北東ないし北北東の向きを示している(第25図)。

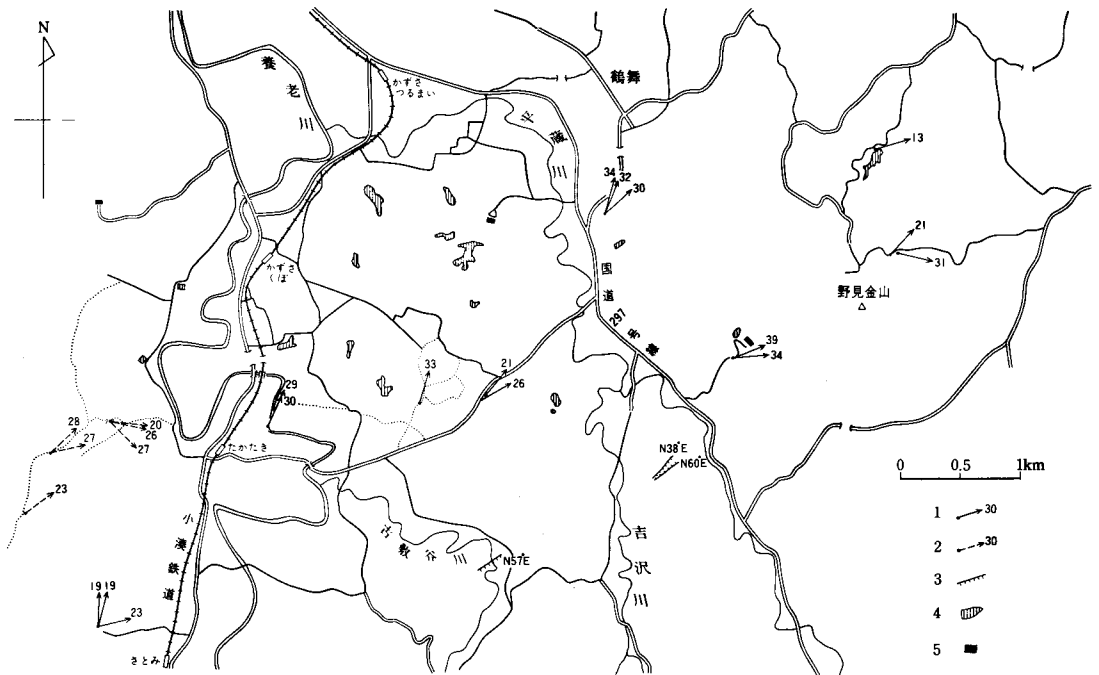
市原市田尾より東の、市原市鶴舞、長南町蔵持一番組、野見金山を結ぶルートでは、万田野砂礫層は、テフラ鍵層 Ks 16 を挟んで上下2つの層準に分岐して連続する。このうち上部延長層は、Ks 15 と Ks 16 の間を5-10mの厚さで、長柄町長富周辺にまで追跡される。岩相は淘汰の悪い泥質中-粗粒砂層で、上・下限付近に軽石粒の薄い密集層が観察されることが多い。斜交層理砂層は、薄いものを除くと余り観察されない。一方下部延長層は、分岐した後急激にうすくなり、長南町蔵持二番組・三番組周辺で消滅する。西部では、淘汰が悪く無層理の泥質中-粗粒砂層と大型斜交層理の発達した砂層とが互層しているが、東へ薄くなるにつれて斜交層理砂層は消え、淘汰の悪い泥質砂層のみとなる。

C. 養老砂層 (Yo)

笠森層中部(テフラ鍵層 Ks 10-11.5A・B前後)に挟まれる厚さ15-0mの砂層で、徳橋・遠藤(1983)命名。模式地は市原市養老西方である。模式地より西方では、厚さ1m以下の中-粗粒砂層と厚さ20cm以下の薄いシルト質泥層との互層で、砂層中には、しばしば大型の斜交層理が発達する。また砂層中に、径2cm以下の軽石粒が密集するゾーンが観察される。模式地の養老以西では、この砂層の上位に、縞状ないし流状シルトからなる厚さ5m以下のスランプ・ゾーンが広く追跡される。そしてこのスランプ・ゾーンより上位に、笠森層主部の“ちりちり型”砂泥互層が発達している(第19図)。養老砂層



第24図 万田野砂礫層に発達する大型斜交層理砂層(市原市水沢南方)



第25図 万田野砂礫層及び養老砂層のフォアセット斜交葉理の古流向図

1. 万田野砂礫層, 2. 養老砂層, 3. “あきながし型”砂泥互層中に観察される谷地形やチャンネル地形の側壁の方向(第22図参照), 4. 池, 5. ゴルフ場レストハウス, 矢印の横の数字はフォアセット葉理の最大傾斜角(°)

は、模式地より東方では、全体が粗粒砂層と細粒砂層が互層する層状砂層となって薄くなり、牛久東方の市原市島田周辺では、淘汰の悪いシルト質砂層となって消滅する。養老砂層の斜交層理砂層から得られる古流向は、東北東から東南東で、全体としては万田野砂礫層のそれと調和的である（第25図）。

D. 国府里砂層 (Kou)

笠森層上部（テフラ鍵層 Ks 7. 5 A・B-Ks 9 前後）に挟まれる厚さ 50-0 m の砂層で、徳橋・遠藤（1983）命名。本地域内では、模式地の長柄町国府里周辺で最も厚く（50 m 前後）、西方へ薄くなる。ややシルト質で塊状の極細-細粒砂層を主とするが、模式地周辺では、基底付近に厚さ 15 m 前後の細粒砂層と粗粒砂層が互層する層状砂層が発達する（第26図）。一部では弱い斜交葉理も観察される。国府里砂層は、模式地から長柄町針ヶ谷、刑部、市原市真ヶ谷へと西方へよく連続する。

層厚 笠森層は、本地域中央部の養老川周辺で最も厚く、その東西両側で徐々に薄くなる。養老川流域で約 300 m、北東部で約 250 m、南西部で約 230 m である（第18図）。

テフラ鍵層 第17-19図に示されるように、笠森層には多数のテフラが挟まれている。大部分が厚さ 30 cm から数 cm の火山灰層で、その多くは地域的な鍵層として有用である。このうち Ks 5-Ks 22 と呼ばれるテフラ名は、河井（1952）、石和田ほか（1971）以来踏襲されている鍵層名で、その後新しく追加された鍵層としては、町田ほか（1980）による Ks 11.5A・B などのほか、徳橋・遠藤（1983）による Ks 7.5 A・B, Ks 11.8, Ks 23, Ks 23.5 がある（付図参照）。これら笠森層のテフラ鍵層の大部分は、本地域北東部の塊状砂質泥岩ないし泥質砂岩中に見いだされ、また命名されてきたものであるが、南西部の笠森層上部の“ちりちり型”砂泥互層からも、Ks 7, Ks 7.5 A・B に相当すると思われるものが見いだされている（第18図）。しかし一般には、南西部に分布する“ふきながし型”砂泥互層や“ちりちり型”砂泥互層



第26図 国府里砂層下部の層状砂層（長柄町国府里）

からのテフラ鍵層の発見は、北東部に比べてかなり困難である。

笠森層最上部のテフラ鍵層 Ks 5 と Ks 6 は、笠森層と金剛地層の両方にまたがって見いだされ、これらの地層が同時異相の関係にあることを示している(第 27 図)。

なお、Ks 22 試料についてジルコンを対象にフィッシュントラック年代値を求めたところ、 0.53 ± 0.04 Ma の値が得られた(徳橋ほか, 1983a, b, c)。

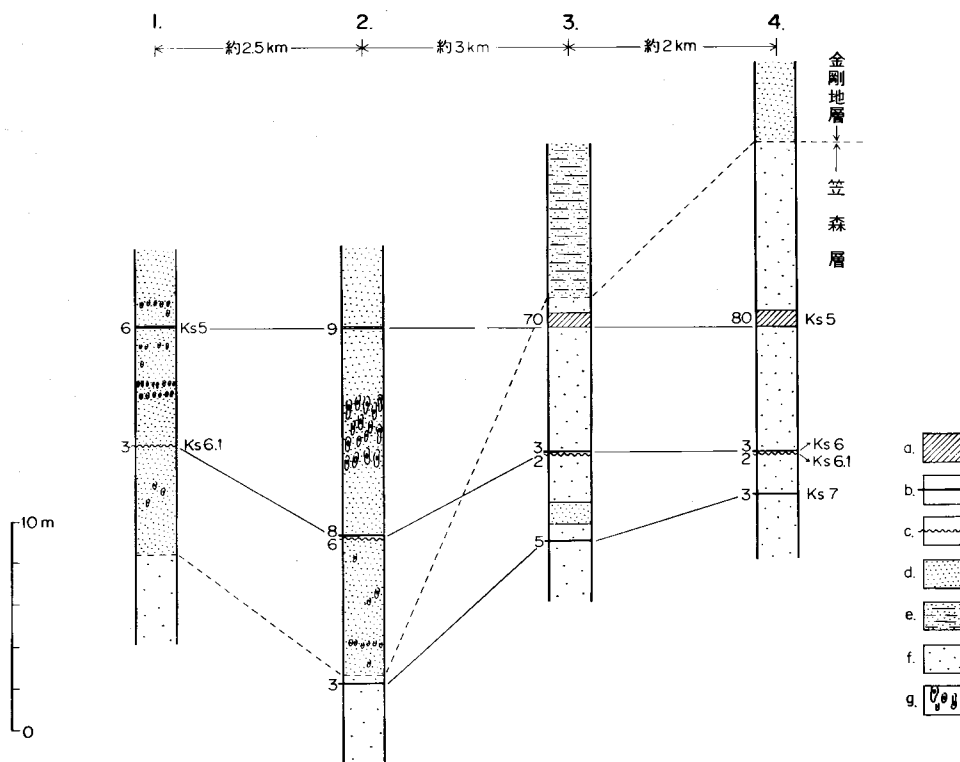
化石

(1) 貝化石

笠森層からは、ほぼ全層準・全岩相から貝化石が散在、ときに密集して産出する。ただ南西部の笠森層上部に発達する“ちりちり型”砂泥互層からは、今までのところ貝化石の存在は知られていない。

笠森層の貝化石は、金原ほか(1949)、大山(1952, 1959)、成瀬(1959, 1973)、馬場・青木(1980)らによって報告されている。

大山(1952)は、笠森層の模式地を含む茂原-鶴舞間の笠森層から産出する貝化石について、層準や産出地点とともに詳しく報告し、笠森層に *Nassaria-Keenaea* 群集、*Limopsis (tajimae)* 群集、*Haustator-*



第27図 笠森層-金剛地層境界付近の柱状図(徳橋・遠藤, 1983を一部修正)。

1. 長柄町三沢西方(Loc. 82), 2. 同権現森南方(Loc. 117), 3. 同内畑(Loc. 127), 4. 同上味庄北方(Loc. 126).
 a. 白色及び灰白色シルトサイズ綿状火山灰, b. 粗-細粒砂サイズ黒色スコリア, c. 灰色ないし茶褐色シルト-粘土サイズ火山灰, d. 細-極細粒砂(ややシルト質な部分を含む), e. 層状細-極細粒砂, f. 砂質シルト岩ないしシルト質砂岩, g. 泥管, 各テフラ左側の数字は厚さ(cm)を示す。破線は岩相の境界部が漸移的であることを示す

Macoma 群集, *Conchocele-Lucinoma* 群集, *Yoldia* 群集, *Portlandella* 群集, *Macoma-Callithaca* 群集の7つの群集を識別した。

馬場・青木(1980)によると, 中・東部域の笠森層には, 下位より次の6つの群集が認められる。

Macoma calcarea 群集³⁾: 笠森層の最下部(Ks23-23.5前後)にみられ, *Macoma calcarea* を多産し, 長南町蔵持以東のより泥質などところでは *Turritella nipponica* を伴う。大山(1952)の *Haustator-Macoma* 群集に相当する。

Limopsis tajimae 群集: 長南町蔵持—長南地域の Ks21 前後のテフラ鍵層が密集するやや粗粒なゾーンに産出する。*Limopsis tajimae* を優勢種とし, *Limopsis crenata*, *Neilonella coix*, *Dentalium rhabdotum*, *Lucinoma aokii* などを産出する。大山(1952)の *Limopsis tajimae* 群集に相当する。

Portlandia-Dentalium 群集: Ks16 と上記の Ks21 前後のテフラ密集ゾーンとの間の砂質泥岩中に比較的広く分布する。主に *Portlandia lischkei* と *Dentalium rhabdotum* よりなり, 大山(1952)の *Portlandella* 群集の一部及び *Yoldia* 群集に相当。鶴舞以東では, ほかに *Yoldia noganumana*, *Nuculana yokoyamai*, *Acila divaricata*, *Neilonella coix* などを伴う。

Macoma calcarea 群集: 万田野砂礫層と国府里砂層の間(Ks15-12からKs9の間)の砂質泥岩ないし泥質砂岩中に広く分布する。主に *Macoma calcarea* からなるが, *Turritella nipponica* を産することもある。大山(1952)の *Houstatore-Macoma* 群集に相当。万田野砂礫層にみられる *Spisula-Glycymeris* 群集(後述)の東方延長部に当る寒流系群集である。

Nemocardium samarangae 群集: 長柄町鼠坂・大加場などに分布する国府里砂層(Ks8前後)中に見いだされる群集で, *Nemocardium samarangae* を多産し, ほかに *Dentalium rhabdotum* と *Nuculana* sp. を産する。大山(1952)の *Nassaria-Keenaea* 群集に相当し, 鼠坂から *Nemocardium samarangae*, *Hindsia magnifica*, *Granulifusus musasiensis*, *Venericardia* sp. などを報告している。

Callithaca-Macoma 群集: 笠森層の最上部(Ks7.5-Ks5前後)に見られる群集で, 養老川から東金付近まで広く分布。*Macoma calcarea* がどこでも多いが, *Callithaca adamsi* を密集して産するところもある。ほかに *Cryptonatica janthostomoides*, *Raeta yokohamensis*, *Ennuclia tenuis* などが見られる。大山(1952)の *Macoma-Callithaca* 群集, 東金周辺で大炊御門・池辺(1934)が報告した“*Macoma calcarea* 帯”は, この群集である。

万田野砂礫層中の貝化石については, 模式地周辺で, 坂倉(1935b), HATAI(1958), 大山(1952, 1959), 生越(1960), 植田(1969)などの研究報告がある。馬場・青木(1980)によると, 模式地周辺の万田野砂礫層には, 次の2つの群集が認められるという。

Glycymeris-Spisula 群集: 下部に認められる群集で, *Glycymeris yessoensis*, *Spisula sybillae* をやや密集して産し, 他に, *Cryptonatica janthostomoides*, *Peronidia venulosa*, *Neptunea arthritica*, *Mercenaria stimpsoni*, *Mya arenaria oonogoi*, *Potamocorbula amurensis*, *Batillaria multififormis* などで寒流系種が主体である。HATAI(1958), 生越(1960)の報告した万田野山の貝化石群は, この群集に相当する。

Glycymeris-Aequipecten 群集: 小櫃—養老川間の万田野砂礫層の上部に見られる群集で, 火砕質な粗粒砂

3) 馬場・青木(1980)の地層区分では, この群集は長南層に含まれている。

の中に密集して産し、*Glycymeris pilsbryi* と *Aequipecten vesiculosus* の産出で特徴づけられるが、ほかにも多数の構成種が存在する。この群集は下位の群集と明瞭に区別され、暖流系種が目立つ。坂倉 (1935a)、生越 (1960) の中で暖流系としたものは、この層準の群集である。

また、鶴舞以東に分布する万田野砂礫層の上位の延長層 (Ks15 と Ks16 の間) には、*Nemocardium samarangae* と *Limopsis crenata*, *L. obliqua* などで特徴づけられる *Nemocardium-Limopsis* 群集が分布する (馬場・青木, 1980)。

笠森層上部に挟まれる国府里砂層からは、既に記したように、模式地の国府里周辺で、*Nemocardium samarangae* 群集 (馬場・青木, 1980)、あるいは *Nassaria-Keenaea* 群集 (大山, 1952) に属する貝化石が産出する。一方、笠森層中部の養老砂層からは、現在貝化石の報告はない。

以上、笠森層から産出する貝化石を要約すると、長南層から産出する寒冷型の貝化石群は笠森層の最下部まで続き、その後笠森層下部で相対的に温暖な貝化石群が変わる。万田野砂礫層より上位の笠森層になると再び寒冷型の貝化石に変わり、笠森層最上部になると寒冷型でかつ浅い群集が認められるようになる (大山, 1952, 1959; 成瀬, 1959, 1973; 馬場・青木, 1980)。また、万田野砂礫層の下部には、*Glycymeris-Spisula* 群集で特徴づけられる寒冷種があるのに、その直上の万田野砂礫層上部には、*Glycymeris-Aequipecten* 群集で特徴づけられる温暖種が挟まれていることになる (馬場・青木, 1980)。

(2) 有孔虫化石

笠森層から産出する有孔虫については、浮遊性有孔虫が青木 (1964) に、底生有孔虫が石和田ほか (1962)、樋口 (1964)、菊池 (1964)、ISHIWADA (1964)、AOKI (1968) らによって報告されている。

青木 (1964) によると、笠森層下部 (万田野砂礫層より下位) の浮遊性有孔虫は、下位の長南層の場合とそれほど大差ないが、*Globigerina quinqueloba* が少なくなる一方、dextral coiling (右巻) の *Globigerina pochyderma* が優勢となり、かつ *Pulleniatina obliquiloculata* が次第に増えるなど、寒流系種が減って温暖期へ移行する特徴を有している。万田野砂礫層になると、*Pulleniatina obliquiloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens* などの温暖種が 10~30% となり、寒冷種は 10% かそれ以下で、*Globigerina bulloides* も少なく、*Globigerinita uvula*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita glutinata* はほとんど含まれない。上下の層準と比べて全く異なった温暖期の環境条件を示す。

万田野砂礫層より上位の笠森層になると、*Globorotalia inflata* などの温暖種が急速に少なくなり、*Globigerinita uvula* や *Globigerina quinqueloba* などの寒冷種が含まれるようになる。*Globigerina pachyderma* はほとんど含まれず、*Globigerina bulloides* も少ない上に、全般に小型の個体ばかりとなる。この特殊な組成は、浅海化して陸水の影響を受けていたためと考えられる (青木, 1964)。

笠森層から産出する底生有孔虫からは、笠森層を、石和田ほか (1962)・樋口 (1964) は、*Pseudoeponides-Elphidium zonule* に、菊池 (1964) は、*Elphidium clavatum zonul* に、AOKI (1968) は“Mandano” zone と *Nonionella stella* zone として特徴づけている。

菊池 (1964) によると、本層から産出する底生有孔虫は、*Elphidium clavatum* を優勢種とし、ほかに、*Rotalia takanabensis*, *Pseudononion japonicum*, *Lagenonodosaria scalaris* などである。特に本層の最上部には、*Elphidium clavatum* に次いで、*Rotalia takanabensis*, *Buccella inusitata*, *Nonionella stella* などが認められる。

AOKI (1968) によると、万田野砂礫層中の底生有孔虫は、上下の地層とは特徴を異にし、*Elphidium*

crispum のほか、*Cibicides*, *Cassidulina*, *Miliolidae* の諸種、*Pararotalia nipponica*などを産する“Mandano” zoneを形成する。また笠森層から産出する底生種は、汽水の影響を受けた内湾的な群集で種数に乏しい。*Nonionella stella*, *Elphidium parvulum* vars., *Bulimina elegantissima*, *Pseudononion japonicum*, *Buccella frigida*, *Criboelphidium bartletti*などを産し、*Nonionella stella* zoneとして特徴づけられ、暖流の影響は認められない(AOKI, 1968)。

III. 5 金剛地層(Kg)

命名 三土(1933)が命名し、三土(1937)によってその分布が明らかにされた。

模式地 市原市金剛地周辺。

層序関係 下位の笠森層に整合に重なり、上位の下総層群地蔵堂層によって整合に覆われる。ただし、上位の地蔵堂層との間には、場所によりダイアステム程度の侵食間隙が認められることがある。これは、地蔵堂層堆積の初期に堆積同時性のチャンネルが局地的に形成されたためである。

岩相 金剛地層は、主に砂質堆積物からなる厚さ40-60mの地層であるが、岩相上多くの地域で下部と上部に区別することができる。

下部：層厚50-30mで、一般に細粒で淘汰の良い砂層から構成されている。特にその上半部には、緩傾斜で直線的な斜交葉理や細密な平行葉理などが発達した極めて淘汰の良い砂層がしばしば観察される(第28図)。しかし下半部は、養老川以東では、笠森層の塊状のシルト質砂岩ないし砂質シルト岩から漸移したややシルト質な塊状の細粒ないし極細粒砂から構成されている。一方養老川以西では、主に細粒砂層と粗粒砂層とが互層した層状砂層が笠森層の“ちりちり型”砂泥互層の上に重なり、金剛地層下部の下半部を占めている。そして基底付近には、極めて淘汰の良い塊状細粒砂層が、コンボルト葉理・平行葉理・斜交葉理・砂管などを一部に伴って観察されることがある。このようなところでは、笠森層との境界部に、“ちりちり型”砂泥互層を局地的に削り込む小規模なチャンネル構造が認められることがある。

金剛地層の下部には、先に徳橋・遠藤(1983)によって市野々砂泥互層と名づけられた、厚さ10m以下の砂泥互層が挟まれよく連続する。その層準的位置は地域によって異なり、本地域の中部域では下部の基底付近にあるが、その両側の南西部と北東部では下部のほぼ中間にある(第18図)。この砂泥互層は、南西部では、主に厚さ50cm以下の粘土層、粒土質シルト層、縞状シルト層と厚さ50cm以下の細粒砂層の互層から構成されている。幾つかの泥層中には泥管が密集し、砂層中にも、泥管から伸びた長い泥管が発達している(第29図)。本地域中部(市原市金沢や同真ヶ谷北方)では、ほとんどの泥層に泥管が発達し、泥管部と砂層が互層するが、よく観察すると、泥層を土台に泥管が発達していることが分かる。更に本地域北東部では、個々の泥層の厚さが小さく全体として砂勝ちとなるが、泥管部と砂層の互層という傾向が一層強くなっている。このようにこの砂泥互層は、特徴を少しずつ変えつつも、南西部の木更津市市野々から市原市金沢、同真ヶ谷北方、長柄町三沢北方を通過して、北東部の市原市金剛地へと、金剛地層下部の一部として本地域を斜めに横切って分布している。

上部：層厚10-15mで、一般に細礫を含む中-極粗粒砂からなり、ときに中礫大の古期岩円礫やシルト



第28図 淘汰の良い金剛地層下部の砂層(長柄町三沢北方). 全体に細かい緩傾斜ないし水平な葉理が観察される



第29図 金剛地層下部に挟まれる砂泥互層(木更津市市野々). 泥層から砂層に伸びた泥管が観察される

岩円礫を伴う。全体に板状の斜交葉理や平行葉理が発達していることが多い。上限付近は、地蔵堂層基底のチャンネル性堆積物で侵食されることもあるが、大部分の地域では、砂鉄質の黒色の平行葉理あるいは緩傾斜の斜交葉理やコンポルト葉理が発達した中-粗粒の砂層で特徴づけられている(第30図)。本地区北東部では、この黒色葉理の下に、潮間帯に棲むヒメスナホリムシの白斑状化石生痕(菊地, 1972)が連続して観察される(第31図)。

金剛地層上部には、先に徳橋・遠藤(1983)によって西山砂泥互層と名づけられた厚さ数mの砂泥互層が挟まれている。この砂泥互層は、厚さ50cm以下の粘土、粘土質シルト、砂質シルトと中-細粒砂の互層から構成され、どこでも金剛地層上部の基底付近で見いだされる。北東部域の長柄町西山から市原市金剛地にかけては、この砂泥互層の砂層中にしばしば中礫以下の古期岩礫が密集し、砂層の粗粒化が目立つ(第32図)。場所によっては(例えば長柄町刑部北方から同長柄山南方)、泥層の脱色化が進み、一見シルト-粘土サイズの火山灰層のような白色ないし淡桃色を示すこともある。

このように金剛地層は、多くの地点で下部と上部に区別できるが、両者の境界は必ずしも明瞭ではなく漸移的なところも多い、また長柄町権現森付近のように、上部も下部と同じように比較的淘汰の良い細粒砂層からなり、両者の区別が事実上できないところもある。しかし大局的には、金剛地層は岩相上、淘汰良好ないしややシルト質な細粒砂層からなる下部と、礫質な粗粒砂層からなる上部に区別することができ、それぞれに一つずつ、連続性に富む砂泥互層を挟んでいるといえる。

層厚 本地域内の金剛地層の厚さの変化は比較的少なく、北東部の長柄町長柄山周辺から市原市金剛地にかけて最も厚く60m前後で、北東端に位置する模式地の金剛地周辺で約40m、南西部の木更津市茅野七曲では約45mである。

テフラ鍵層 金剛地層に挟まれるテフラの数は大変少ない。長柄町権現森南方では、笠森層最上部のテフラ鍵層であるKs5, Ks6が挟まれている(第33図)が、これらを除くと、現在までのところ、市原市真ヶ谷北方や金剛地で、やはり下部(市野々砂泥互層よりは上位)から、うすいスコリア層が1枚知られているだけである(第18図柱状図6と12参照)。

化石

(1) 貝化石

本地域に関する限り、砂層を主体とする本累層からの貝化石の産出は知られていない。ただし、本地区北東方の成東から八日市場にかけてと、本地区南西方の君津市東部にかけては、貝化石の産出が知られ、青木ほか(1971)、馬場・青木(1972)、青木・馬場(1972, 1973)、AOKI and BABA(1980)らが報告している。

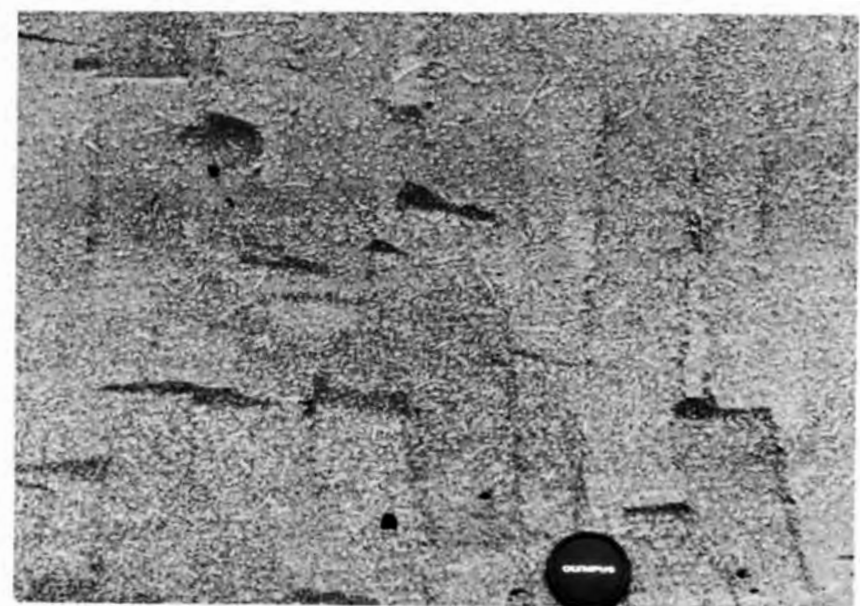
AOKI and BABA(1980)によると、八日市場では、金剛地層下部⁴⁾の砂泥互層、砂質泥層及び粗粒砂層から、*Spisula sachalinensis*, *Glycymeris yessoensis*, *Mercenaria stimpsoni*, *Callithaca adamsi*, *Venericardia ferruginea*, *Patinopecten tokyoensis*, *Raeta yokohamensis*, *Acila divaricata*などが産出する。また君津市東部(西谷から長石にかけて)では、金剛地層上部⁵⁾の礫質砂層中より、*Umbonium costatum*, *Tapes japonicus*, *Macoma incongrua*, *Glycymeris yessoensis*, *Batillaria multiformis*, *Patinopecten tokyoensis*, *Spisula sachalinensis*などを

4) AOKI and BABA(1980)の金剛地層に相当する。

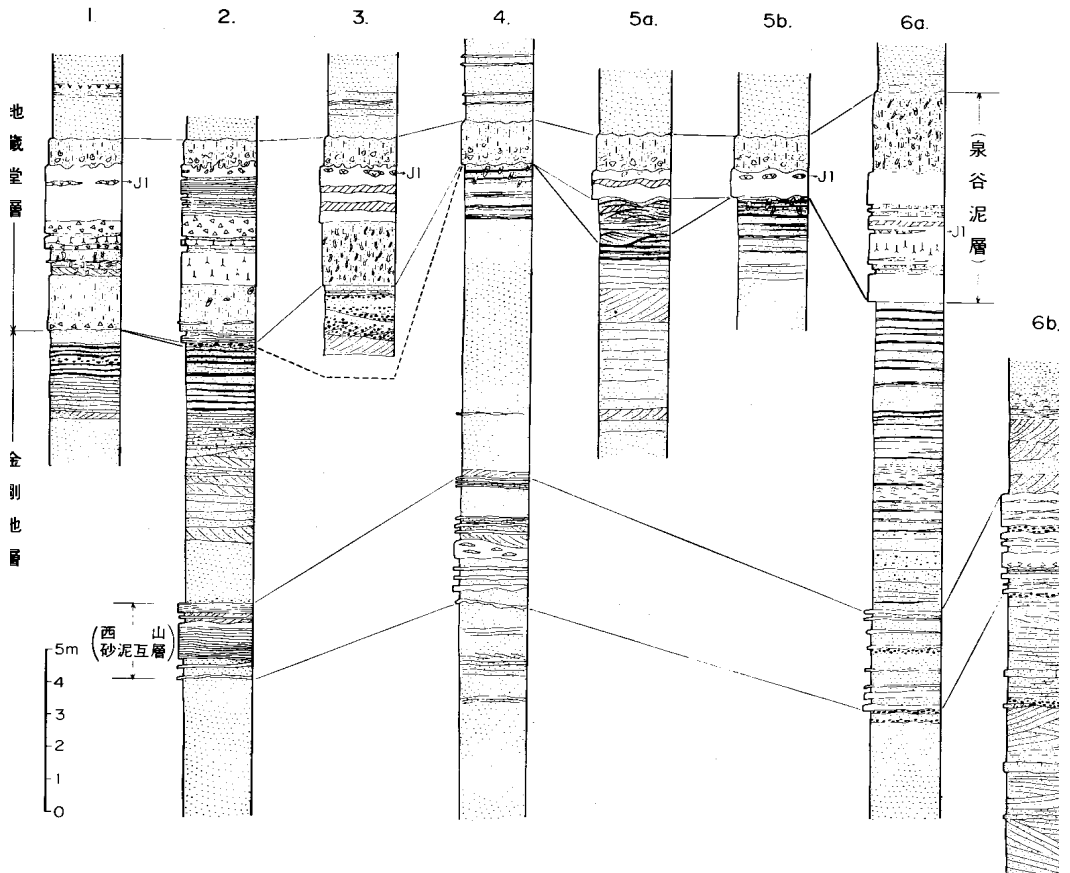
5) AOKI and BABA(1980)の成東層に相当する(p. 46の層序対比表参照)。



第30図 金剛地層の最上部に観察される砂鉄質黒色葉理砂層(長柄町長柄ダム)



第31図 ヒメスナホリムシ化石生痕(市原市金剛地)



第32図 金剛地層上部の地質柱状図 (徳橋・遠藤, 1983一部修正)。記号は第17図に同じ。斜線部は、泥炭層ないし泥炭質であることを示す。

1. 木更津市七曲 (Loc. 49), 2. 同市野々 (Loc. 58), 3. 市原市^{ほうめ}奉免 (Loc. 129), 4. 長柄町権現森南方 (Loc. 116),
5. 長柄町長柄ダム上流 (同皿木東方) (Loc. 109, 110), 6. 市原市金剛地 (Loc. 124, 125)。

産する。

これら局地的ではあるが、本地域外の金剛地層とされる地層から知られている貝化石は、いずれも寒流系の要素をもつ群集である (青木・馬場, 1973; AOKI and BABA, 1980; 馬場・青木, 1980)。

(2) 有孔虫

本累層の有孔虫については、これまで特に報告されていない。

IV. 下総層群

定義 河井 (1961) は、成瀬 (1959) の地蔵堂層の基底以上の地層を、坑井地質学的な立場から下総累層群と呼んだ。その後、鈴木・青木 (1962), 青木 (1967), 青木・馬場 (1973) 等によって、従来の成田層群に代わるものとして下総層群の名称が用いられるようになり、今日では、上総層群の上位に重なり、武蔵野段丘堆積層 (本図幅の市原段丘堆積層) より下位の地層の層群名として広く用いられている。



第33図 金剛地層下部の砂層中に挟まれるテフラ鍵層Ks5(長柄町権現森南方, Lcc. 117)

なお本報告では、既の上総層群の項で述べたように、金剛地層を下位の上総層群に含め、地蔵堂層の基底をもって下総層群の基底としている。その理由については上総層群の項で述べてあることから、ここでは省略する。

累層区分 下総層群の累層区分には、研究者によってかなりの意見の相異がある。その一つは、本報告で藪層と上泉層とした地層についてであり、坂倉(1935)の区分以来のこの両層を一括して藪層とする考え方と、三土(1937)以来の両層をそれぞれ独立させる考え方が共存している(第1表)。本報告では、藪層と上泉層をそれぞれ独立した累層としている。その理由は、上泉層の基底部は本地域で広く追跡可能であり、岩相も、基底部の一部礫層を伴う淡水-汽水成の泥質層とその上に重なる浅海成の砂層とかなり、地蔵堂層及び藪層等と大きな違いがない事等からである。なお各累層の境界については、従来、浅海成砂層に挟まれる淡水成ないし汽水成泥質層の上限におく考え方と、下限におく考え方があるが、最近の研究報告では下限におかれる場合が多い(第1表)。本報告でも基本的にこれらの泥質堆積物の下限においている。つまり、淡水成ないし汽水成の泥質層が基底にチャンネル性粗粒堆積物を伴い、この粗粒堆積物が下位の浅海成砂層と接する場合にはこのチャンネル性粗粒堆積物の基底を、一方、基

第1表 下総層群中・下部を中心とした層序対比表

各層の境は大体の位置を表しており、同じ位置に境界があっても厳密に同じ層準を意味しているとは限らない。
実線は整合、波線は不整合、破線は推定境界

坂倉 (1935b)	三土 (1937)	中川 (1960)	青木ほか (1962)	鈴木・青木 (1962)	青木 (1967)	青木・馬場 (1973)	菊地 (1974)	三梨ほか (1976 1979)	杉原ほか (1978)	AOKI and BABA (1980)	本報告 (徳橋・遠藤 1984)					
	弥富層 (及び成田層?)	瀬又層	姉崎層 19 18 16	成田層 N	成田層 上泉層	成田層 上泉層	清川層	清川層	清川層	成田層	清川層					
藪砂礫層	上泉層						藪層	藪層	藪層 L	藪層	藪層	藪層	藪層	藪層	上泉層	上泉層
	安須層	藪層	藪層	藪層 K	藪層	藪層									藪層	藪層
地蔵堂層	真理谷層						地蔵堂層	地蔵堂層 13 10	地蔵堂層 H	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層 (泉谷層)	地蔵堂層		
		香取層	地蔵堂層 9 7	地蔵堂層 G	地蔵堂層	地蔵堂層									地蔵堂層	地蔵堂層
	地蔵堂層 6							地蔵堂層 F	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層					
	金剛地層		地蔵堂層 5	地蔵堂層 E	地蔵堂層	地蔵堂層		地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層				地蔵堂層	地蔵堂層
		地蔵堂層 4	地蔵堂層 D	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層		地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層				地蔵堂層	
			地蔵堂層 3	地蔵堂層 C	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層					
			地蔵堂層 2	地蔵堂層 B	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層					
			地蔵堂層 1	地蔵堂層 A	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層	地蔵堂層					

底にチャンネル性粗粒堆積物を伴わず、泥質層が浅海成砂層に直接接する場合はこの泥質層の基底を、累層の基底としている。

本報告の清川層以上の地層についても、研究者によって考え方の違いがある(第2表)。その一つは、本報告のように清川層及び木下層を累層としてそれぞれ独立させる考え方と、AOKI and BABA (1980) に代表されるように、これらの地層を部層として扱い成田層の中に一括するという考え方がある。今回の調査では、清川層が下位層に対して著しい不整合関係にある事実は認められない一方、木下層の基底には著しい不整合関係が存在することが明らかになったことから、本報告ではそれぞれを独立した累層として取り扱っている。なお、本地域で清川層の上位に整合に重なる汽水-淡水成泥層及び浅海成泥質砂層は、木下層以上の地層の侵食によってその分布域は極めて限られているが、一つの独立した堆積サイクルからなる地層と認められることから、新たに横田層と命名して独立させた。

姉崎層と木下層との関係については、その上位の常総粘土の堆積環境の解釈の違いも含めて意見の相違がある。本報告では、姉崎層は、その層相及び分布から木下層から区分したが、姉崎層の東京湾岸付近での下部は木下層の最上部と同時異相の可能性があると考えられる。また、木下層の堆積面と姉崎層

第2表 下総層群中・上部を中心とした層序対比表

層位関係の考え方を優先して示している。実線は整合、波線は不整合、破線は引用文献中にその関係が明示されていないことを示す

三土 (1937)	成瀬 (1959)	中川 (1960・1964)	青木ほか (1968)	青木・馬場 (1971)	菊地 (1972)	杉原ほか (1978)	三梨ほか (1979)	AOKI and BABA (1980)	小玉ほか (1981)	菊地 (1981)	本報告 (徳橋・遠藤, 1984)	新期段丘堆積層 (省略)
(ローム及び粘土)		立川火山灰 武蔵野	千葉 段丘砂礫	武蔵野 ローム層	段丘 砂礫層	立川ローム層 南総砂礫層 市原砂礫層 武蔵野ローム層	立川ローム層 段丘堆積物 武蔵野ローム層	低位段丘堆積物 ローム層	立川ローム層 武蔵野ローム層	武蔵野・立川ローム層 下末吉ローム層	新期段丘堆積層	
	火山灰質粘土	下末吉火山灰	下末吉ローム層	常総粘土層	下末吉ローム層	下末吉ローム層	下末吉ローム層	板橋層	常	上部粘土層	常総粘土層	姉崎層
弥富層 (及び成田層?)	姉ヶ崎層	木下層	姉ヶ崎層上部	姉ヶ崎層	成田層 (姉ヶ崎相)	姉ヶ崎層上部	砂泥互層 成田層	姉ヶ崎層	総中部砂層	常総粘土層上部	木下層	木下層
	瀬又層	瀬又層	姉ヶ崎層下部	木下部層 上岩橋部層 成田層	上岩橋層	木下層	成田層	成田層	成田層	成田層	横田層	横田層
				清川部層	清川層	清川層	清川層	清川層	清川部層		清川層	清川層
上泉層	藪層		上泉層	上泉層				上泉層			上泉層	上泉層
安須層		藪層	藪層	瀬又層		藪層	藪層	藪層			藪層	藪層

の堆積面の形成時代には、ある程度の時間的間隔が認められることを指摘した。

テフラ鍵層 下総層群中には、上総層群と同様、数多くのテフラが挟まれており、その中には地域的な鍵層として追跡できるものも多い。しかし鍵層名としては、上総層群のように系統だったものがない上に、名前がついているものは一部のものにすぎない。しかも、既につけられている鍵層名についても、地域的な対比に由来する名前のほかに、東京湾以西地域のテフラ鍵層との対比による広域テフラ名が並存し、本地域の各累層との関連が理解しにくい場合が多い。そこで本報告では、地域的な対比に有用なテフラについては、累層名をつけた鍵層名を新たに設定した。その際、既に名前がついている一部のテフラについては、各テフラ鍵層の記載のところでそのことに言及し、対応関係を明らかにした。

研究概要 既に述べたように、下総層群には、淡水-汽水成の泥質層を主体とした下部層と貝化石を多産する浅海成砂層を主体とした上部層とからなる共通した堆積サイクルの繰り返しが認められ、下総層群の堆積作用の最も重要な特徴となっている。下総層群にこのような堆積現象をもたらした第一の原因は、中・後期更新世の世界的な海面変動にあると考えられる。すなわち、中・後期更新世の海水準変動が、堆積サイクルという特徴的な堆積現象として下総層群に反映されたといえよう。このように貝化石を多産し、典型的ともいえる周期的な堆積現象が認められる下総層群については、古くから数多くの研究がなされている。それらを内容によって大まかに区分して紹介すると、

- ① まず広域的な地質図としては、三土 (1934, 1935, 1937) による7万5千分の1「成田」, 「千葉」, 「茂原」図幅, 陶山・成瀬 (1959) による20万分の1千葉県地質図, 三梨ほか (1976) による10万分の1「東京湾とその周辺地域の地質」などがあり、姉崎周辺の地質図としては、近藤・高井 (1978) による5

万分の1表層地質図「姉崎・木更津」、青木・馬場(1980)による7万5千分の1「房総半島中部、君津一市原地域の地質図」などがある。

② 各地の貝化石の記載的な研究としては、横山又次郎、横山次郎、池辺展生、大炊御門経輝、坂倉勝彦などによる戦前の研究(主に1910-30年代)、戦後は、畑井小虎(主に1950年代)、生越 忠(主に1950-60年代)、青木直昭とその共同研究者(1960年代以降)、大原 隆とその共同研究者(1970年代以降)などによる一連の研究を初めとして、極めて多数の研究がある。また、下総層群全体の貝化石の総括としては、青木・馬場(1973)、AOKI and BABA(1980)、真野・大久保(1981)などがある。

③ 貝化石以外の化石の研究としては、大森昌衛や犬塚則久らによる哺乳動物化石の研究、永沢(1960)やKOKAWA(1963, 1966)などに代表される植物化石の研究、堀口・大原(1972)などによる珪藻化石の研究、ウニ・カニ・コケムシ・腕足類などの化石に関する福田芳生とその共同研究者による一連の研究、また有孔虫に関する内尾(1961)、鈴木・青木(1962)、大原ほか(1976)の研究など、多数の研究がある。

④ 生痕に関する研究としては、代表的なものとして、ヒメスナホリムシ化石生痕に関する菊地(1972)、小山(1983)の研究、大森昌衛や福田芳生による貝・ウニ・カニなどに関する一連の古生態学的研究などがある。

⑤ 層序学的・地史学的研究としては、横山(1930)や植田(1930, 1933)などに代表される戦前の研究、戦後は、小島伸夫(主に1950-60年代)、青木直昭とその共同研究者(1960年代以降)、菊地隆男とその共同研究者(1960年代以降)、植田房雄(主に1970年代)などによる一連の研究を初めとする多数の研究が知られている。

⑥ 広域テフラを用いた層序学的、編年学的研究としては、町田 洋、新井房夫、杉原重夫などによる一連の研究(1970年代以降)がある。

⑦ 地形学的な研究としては、田山(1930)による古典的な研究、戦後は吉川(1947)や杉村(1951)による研究をうけて、中川久夫(1960年代)、杉原重夫(1970年代)らによる一連の研究を初めとして多数存在する。

⑧ 構造地質学的な研究として、常総粘土の標高差から基盤の構造運動を論じた小玉喜三郎とその共同研究者による一連の研究(1970年代以降)、地下地質構造を論じた楡井 久とその共同研究者(1970年代以降)による一連の研究などがある。

⑨ 地下水や地盤沈下に関連して、県や国の各種機関による下総層群の地下地質に関する種々の研究報告がある。

⑩ その他、下総層群の構成物質を扱った近藤精造とその共同研究者による一連の論文(1960年代以降)、貝化石の酸素同位体比から古水温変化を論じた増田富士雄とその共同研究者による一連の研究(1970年代)など、多方面にわたる研究がなされている⁶⁾。

6) 個々の文献の引用は、数が膨大であり本論の目的でもないことから、一部を除いて省略したが、それらについては、房総半島地形研究会編「千葉県地学関係文献目録」(1979)などを参照されたい。

IV. 1 地 蔵 堂 層 (J)

命名 坂倉 (1935b) を再定義。坂倉 (1935b) の地藏堂層から、三土 (1937) の金剛堀層を除いた部分に相当する。

模式地 木更津市地藏堂周辺。

層序関係 下位の上総層群金剛地層に整合に重なり、上位の藪層によって整合に覆われる。ただし、地藏堂層の基底部にチャンネル状の粗粒堆積物が発達するところでは、下位の金剛地層との間にダイアステム程度の侵食間隙が存在するが、大部分のところでは整合的である。上位の藪層との間にも全く同じ現象が認められる。

岩相 地藏堂層の岩相は、基本的に泥質層を主とする下部と、砂質層を主とし地藏堂層の大部分を占める上部に分けることができる (第 34 図)。

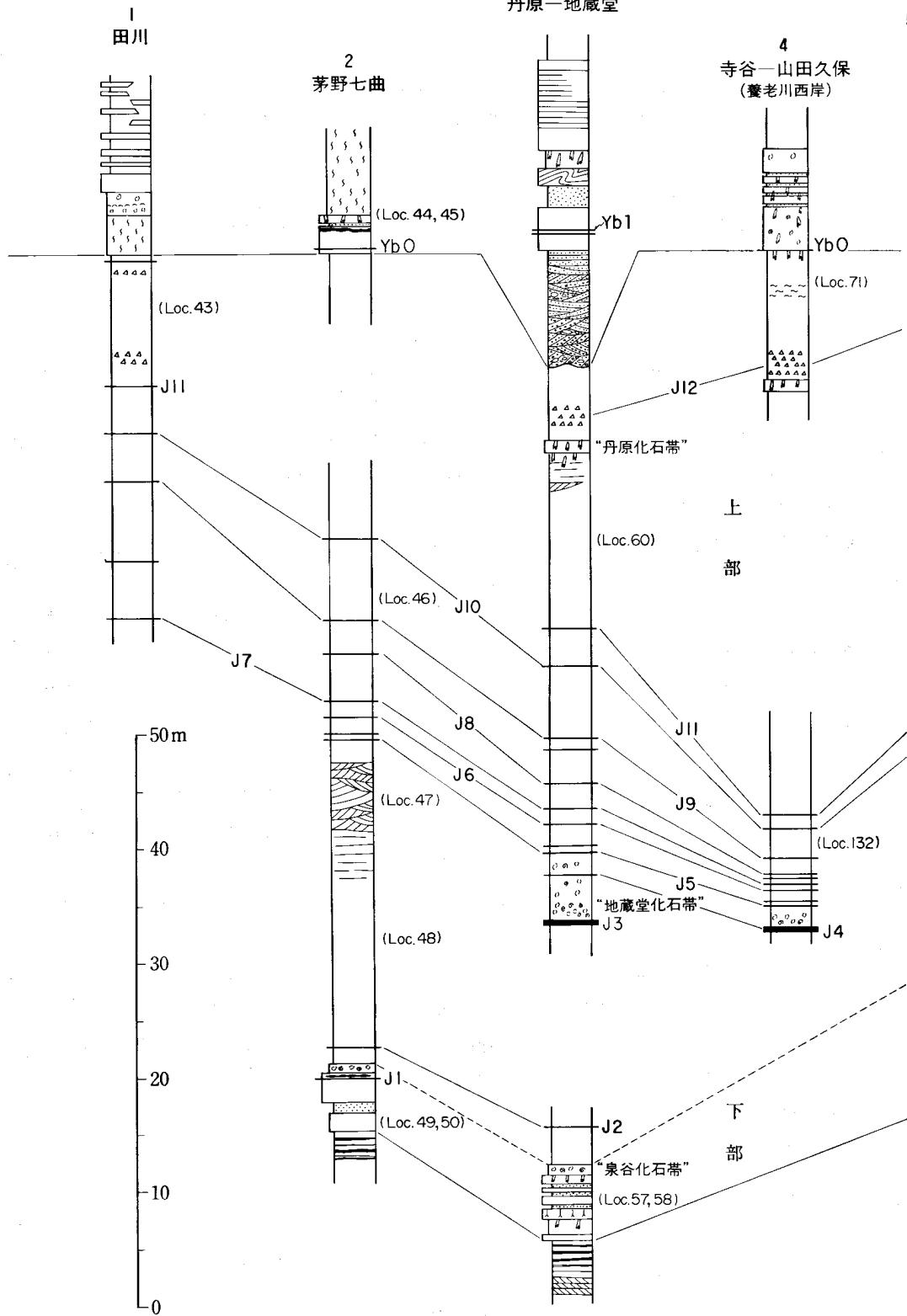
下部：下部の主体をなすのは、泉谷層 (青木, 1967) あるいは泉谷泥層 (徳橋・遠藤, 1983) と名づけられた泥質層で、厚さは 8-1m である (第 35 図)。この泥質層の上部 1-2 m は、全体に生痕が発達し淘汰の非常に悪い泥質砂層ないし砂質泥層から構成されている。この部分にはしばしば貝化石が密集し、坂倉 (1935b) によって泉谷化石帯あるいは地藏堂第一化石帯と名づけられている。この部分のみは、本地域全域にわたって追跡される。この貝化石を多産する泥質層の下位には、貝化石を含まない粘土層、シルト層、砂質シルト層、ときには薄い砂層を挟んだ縞状シルト層などを含む厚さ 5 m 以下の地層が発達する。これらの地層は、新鮮な露頭では、独特の緑色味を帯びた青灰色を呈することが多い。また、これらシルト層や粘土層には、植物根の痕跡化石が頻繁に観察され、しばしば泥炭層が含まれている。このような汽水域ないし陸水域で形成されたシルト層や粘土層の下位には、地域により厚さ 2 m 以下の全体にバイオターベーションの発達した砂質泥層ないし泥質砂層が存在する。

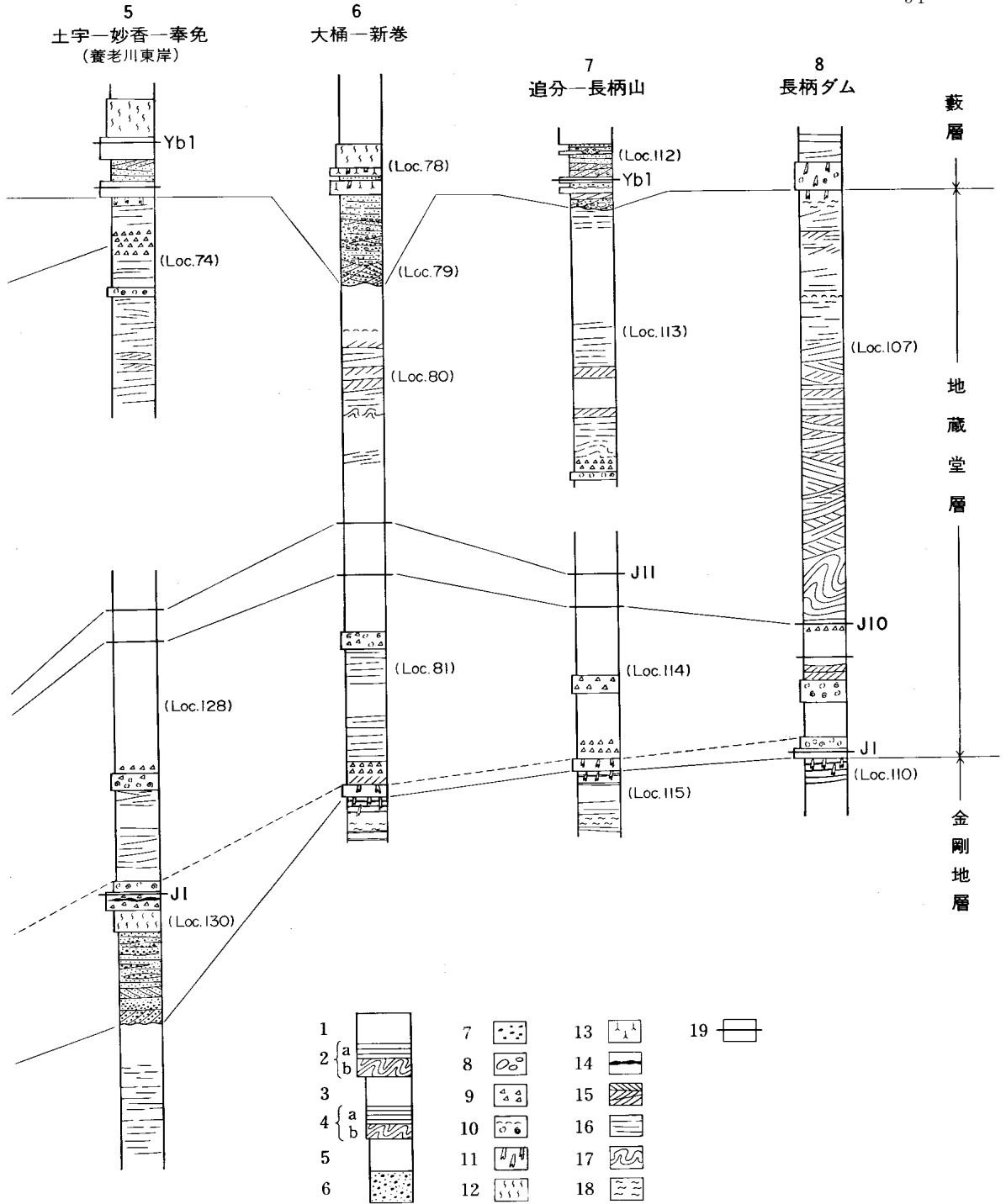
大部分の地域では、これらの泥質層が金剛地層最上部のしばしば砂鉄質黒色葉理の発達した中-粗粒砂層の上に整合に重なる。このようなところでは、泥管が地藏堂層の泥質層から金剛地層最上部の砂鉄質砂層の中に伸びている。

一方、木更津市地藏堂、市原市奉免、長柄町長柄ダム (長柄町七里野西方) などでは、局部的に上記の泥質層の基底に厚さ 10 m 以下の粗粒堆積物が存在し、下位の金剛地層の砂層と明瞭な侵食面で接している。これらの粗粒堆積物中には、極粗粒砂や細礫からなるプラナー型及びトラフ型の斜交葉理が頻繁に観察されるとともに、しばしば中礫サイズの古期岩礫も層状ないしレンズ状に密集して産出する。これらの粗粒堆積物の分布は局地的であり、側方へ消滅しやすくまた泥質層とは同時異相の関係にあることから、陸水及び汽水域的な環境下のチャンネル内で形成されたチャンネル性堆積物とみなされる。

地藏堂層下部は、泥質層の基底に厚いチャンネル性粗粒堆積物が存在する市原市奉免で最も厚く 13 m 前後に達するが、一方、市原市新巻から長柄町長柄山周辺にかけては、泉谷化石帯を含む泥質層しか見られず、厚さは 1 m 前後にすぎない。

上部：上部地藏堂層は、大部分が中-細粒の砂層から構成されており、厚さは 70-50m である。模式地の木更津市地藏堂周辺で最も厚く、南西、北東の両側へ薄くなる傾向が認められる。養老川以西では、





第34図 地藏堂層地質柱状図

1. 粘土及びシルト層, 2. 層状(縞状)粘土及びシルト層 (a) とそのスランブ層 (b), 3. 砂質泥層及び泥質砂層, 4. 層状(縞状)砂質泥層及び泥質砂層 (a) とそのスランブ層 (b), 5. 中-細粒砂層, 6. 含礫粗粒砂層, 7. 古期岩礫, 8. シルト礫, 9. 軽石, 10. 貝化石, 11. 砂管及び泥管, 12. 生痕(バイオターベーション), 13. 植物根痕化石, 14. 泥炭層, 15. 斜交葉理, 16. 平行葉理, 17. コンボルト葉理, 18. 白斑状化石生痕(ヒメスナホリムシ生痕化石), 19. テフラ鍵層



第35図 下部地藏堂層の泥質層 (木更津市泉谷)

上部(ピッケルのある部分)が泉谷化石帯を含む泥質砂層ないし砂質泥層。下部は植物根の痕跡化石を含む粘土及びシルト層。中部の黒色部は泥炭層である

坂倉(1935b)によって地藏堂化石帯あるいは地藏堂第二化石帯と名づけられた化石が密集して産出する層準の砂層は、粗粒化するとともにかなり泥質化して淘汰が極不良となっている(第36図)が、その上下の大部分の砂層は、ややシルト質ながら非常に淘汰の良い塊状の中-細粒砂層から構成されている(第37図)。特に模式地周辺では、地藏堂化石帯より上位に向かって、徐々に細粒化するとともに淘汰がよくなる傾向が明瞭に観察される。

養老川より東では、地藏堂化石帯は、貝化石の密集した厚さ1.5-2mの泥質砂層としてよく連続する。この泥質砂層は淘汰が極めて悪く、貝化石のほか軽石粒やスコリア粒が不規則に混じっている。

地藏堂化石帯の上位にも、やはり貝化石を含み淘汰不良の厚さ1m以下の泥質砂層ないし砂質泥層が挟まれている。この部分が、坂倉(1935b)のいう丹原化石帯あるいは地藏堂第三化石帯に相当するものと考えられる。模式地の木更津市地藏堂-丹原間のルートや長柄町長柄山周辺では、この層準で再び砂層が粗粒化した後、再度上方へ向かって細粒化する傾向が認められる。このように地藏堂層の岩相上からは、下部の泉谷泥層の層準以外にも、地藏堂化石帯⁷⁾と丹原化石帯の2層準で、堆積環境が浅化した傾向が認められる。しかし下部地藏堂層のように、陸水域下の堆積環境を示すような泥層やチャンネル性粗粒堆積物は、地藏堂化石帯や丹原化石帯には観察されないことから、浅化の程度は、泉谷泥層に比べて弱かったものと考えられる。このように、地藏堂層には、最低3回の弱い堆積サイクルが認められる。

地藏堂層の最上部には、しばしば砂鉄質の黒色葉理が観察される。また、養老川西岸の市原市栢橋^{かやぼし}か

7) 地藏堂化石帯からは、後述するように亜熱帯的ともいえる化石群集を産することから、従来この層準は、間氷期の高海面期ないし海進の一つのピーク時の堆積物とみなされてきたが、堆積物の特徴からは、むしろ堆積環境の浅化が考えやすく、今後の検討すべき一つの課題として指摘しておきたい。



第36図 地蔵堂化石帯を含む上部地蔵堂層の砂層 (木更津市地蔵堂)

地蔵堂化石帯は、ここでは主に、約4m離れたテフラ鍵層J3とJ4の間の下半部に観察される。化石群を含む砂層はやや粗粒で泥質分を含み淘汰が不良である



第37図 上部地蔵堂層の塊状細粒砂層 (木更津市市ノ沢東方)

大部分の地蔵堂層の砂層は、ややシルト質で淘汰の良い塊状の細粒砂層から構成され、表面はのっぺりしていることが多い。層状の薄い挟みは主にテフラである(テフラ鍵層J9-J10の層準)

ら寺谷の地域では、この黒色葉理部の層準及びその下位に、ヒメスナホリムシの化石生痕が見られる。

大部分の地域では、黒色葉理の発達した地蔵堂層最上部の砂層の上位に、藪層下部の泥質層が整合に重なるが、木更津市真理谷周辺や市原市大桶周辺では、厚さ10m以下の下部藪層のチャンネル性粗粒堆積物が、地蔵堂層最上部の砂層を削り込んでいる。

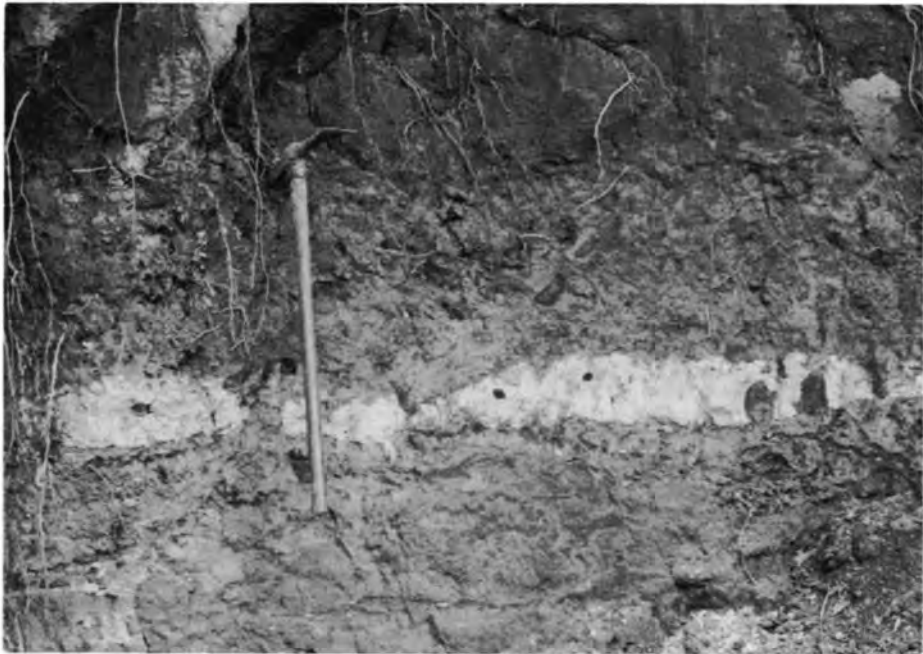
なお、上部地蔵堂層の主体をなす淘汰良好でややシルト質な中-粗粒砂層は、ピッケルなどで新鮮な面を出すと、独特の赤味(あかね色)を帯びた灰褐色を呈する。この特徴は、上位の藪層、上泉層、清川層の砂層にも、しばしば観察される。

層厚 地蔵堂層は、模式地の木更津市地蔵堂周辺で最も厚く、北東側と南西側へ徐々にうすくなる。地蔵堂周辺で約85m、北東部の長柄町長柄ダム(長柄町七里野西方)で約50m、南西部の木更津市茅野七曲で約75mである。

テフラ鍵層 地蔵堂層には多数のテフラが挟まれているが、その多くは地域的な鍵層として有効である。ここでは12枚のテフラを鍵層とし、それぞれを下位よりJ1からJ12と名づけた(第34図)。J1は下部地蔵堂層に挟まれるが、ほかはみな上部地蔵堂層の砂層中に挟まれる。J1とJ10、J11が特に広域的に追跡され、地層の対比上有用である。以下にそれぞれのテフラの野外での特徴について述べる。

J1 : 下部地蔵堂層の泥質層(泉谷泥層)中に挟まれる厚さ10cm前後のシルトサイズの白色火山灰層で、杉原ほか(1978)のIyに相当する。露頭ではレンズ状を呈することが多い(第38図)。断続的ながら、木更津市茅野七曲から市原市金剛地まで、泉谷泥層とともによく連続して追跡される。

J2 : 木更津市茅野七曲から同地蔵堂層にかけて分布する地域的な鍵層で、茅野七曲では泉谷化石帯の



第38図 地蔵堂層下部の泥質層中に挟まれるテフラ鍵層J1 (長柄町山の郷北方)
杉原ほか(1978)のIyに相当する

約 1.5 m 上位, 木更津市泉谷では泉谷化石帯の約 3 m 上位の中-細粒砂層中に見いだされる。厚さは 10 cm 以下で, 下部は白色ないしクリーム色をしたシルトサイズの火山灰層, 上部はチョコレート色をし, やや固結したシルトサイズの火山灰層から構成されている。チョコレート色の火山灰層と白色ないしクリーム色の火山灰層が薄く互層をなしていることもある。

J3: 地蔵堂化石帯の模式地で, 化石密集ゾーンの下限付近に見いだされる極粗粒砂サイズの軽石質ゴマシオ状白色火山灰層で, 青木ほか(1962)の白色浮石層, 三梨(1973)の Hy4, 杉原ほか(1978)の Kn-1 に相当する。模式地での厚さは約 40 cm で, 断面には種々の堆積構造が見られる(第 40 図)。模式地の地蔵堂周辺では, 上下の層界面は比較的明瞭で層状構造を保っているが, ほかの多くの地点では, 極粗粒砂サイズの軽石粒からなる葉理の密集帯として観察されることが多い。

J4: 模式地では, 地蔵堂化石帯の化石密集ゾーンの上, J3 の約 4 m 上位に見いだされるシルトサイズの淡紅褐色の火山灰層である(第 36 図)。青木ほか(1962)の白紅色火山灰層, 三梨(1973)の Hy 3, 杉原ほか(1978)の TE-5 に相当する。模式地での厚さは約 15 cm であるが, 市原市山田久保西方の土砂採取場では約 40 cm の厚さを有している。バイオターベーションによって複雑な断面形態を示すことが多い。級化構造が認められ, 下部に有色鉱物の濃集が認められる。養老川以西では比較的広く追跡されるが, 養老川以東では見いだされていない。

J5: 模式地では, J4 の約 1.9 m 上位に見いだされる厚さ 6 cm 前後の軽石質のスコリア層で, 細礫サイズから中粒砂サイズへと顕著な級化構造を示す。最下部に厚さ 0.5-1 cm の極細粒砂サイズのスコリア層が存在する。級化構造を示すスコリア層の上位には, 径 1 cm 以下の軽石が散ることがある。しかしこのような基本構造も, バイオターベーションによって破壊されていることが多い。

J6: 模式地では J5 の約 2.3 m 上位に見いだされる。バイオターベーションの影響を受けていない最も基本的な構造は, 下位より厚さ 1 cm の細粒-極細粒砂サイズのスコリア層, 厚さ約 6 cm の細礫から細粒砂サイズまでの級化構造を示すスコリア層, 径 1 cm 以下の軽石からなる厚さ 10 cm の軽石密集帯から構成されている。

J7: 模式地では J6 の約 1.3 m 上位に, シルトサイズの灰白色火山灰層をシルトサイズの黒色スコリア火山灰層が取り囲むような形態で観察されるが, 初生的な構造は, 木更津市田川で見ることができる。ここでは, 下部は厚さ 4 cm のシルトサイズの灰白色火山灰層であり, 上部は厚さ 6 cm の黒色ないしこげ茶色のシルトサイズのスコリア火山灰層である。細粒で 2 層構造を有する特徴的な火山灰層で識別が容易であるが, 模式地で見られるように, バイオターベーションによって変形した産状を示すことが多い。

J8: 模式地では J7 の約 2.3 m 上位に見いだされる。基本的な構造は, 径 1 cm 以下の軽石からなる厚さ約 5 cm の軽石層で, 基底部には約 1 cm の細粒砂サイズのスコリア層が存在する。

J9: 模式地では J8 の約 4 m 上位に見いだされるテフラで, バイオターベーションによって乱されていない部分の基本構造は次のような 2 層構造を有している。下半部は厚さ 10 cm 前後の粗粒砂サイズから細礫サイズの軽石とスコリアの混合層(パミスコ層)⁸⁾で, 上方へ粗粒化する逆級化構造を示す。下部は

8) 白色の軽石(パミス)と黒色のスコリアとが混合してできているテフラをパミスコと呼んでいる。このうち軽石の占める割合が特に多い場合には軽石質パミスコ, スコリアの占める割合が特に多い場合にはスコリア質パミスコと呼んでいる。

どスコリア質である。上半部は径3cm以下の軽石の密集層で、厚さは10cm前後である。しばしば赤色軽石が混じっているのが一つの特徴である。

J10：模式地ではJ9の約6.5m上位に見いだされる厚さ6cm前後のテフラで、このテフラの約1.1m下には厚さ10cm前後の暗灰色-黒色シルト層が挟まれている。基本的には次のような層状構造を示す。下から、厚さ0.5cm前後の極細粒砂-シルトサイズのスコリア層、厚さ0.5-1cmの中-粗粒砂サイズの軽石層、厚さ5cmの粗-中粒砂サイズのスコリア層である。ただし場所によっては、軽石とスコリアが混じって全体がスコリア質のパミスコ層となっている。養老川以東では、全体が少し粗粒化するとともに厚くなる傾向が認められ、市原市妙香付近では、下位より厚さ2cmの粗-極粗粒砂サイズの軽石層、厚さ9cm前後の粗-極粗粒砂サイズのパミスコ層、厚さ10cm前後の径2cm以下の白色軽石の散るゾーンとして観察される。養老川以東のJ10は、養老川以西のJ9と類似した特徴を有するが、下部に薄く軽石層があること、上に散る軽石中に赤色軽石がほとんど見いだされないことがJ10の特徴である。

J11：模式地ではJ10の約3.3m上位に見いだされるテフラで、ここでは厚さ2cm前後の軽石を含むやや固結した暗灰色-黒色のシルト層が主体となっている。養老川以東ではJ10の約2.5-5m上位に見いだされ、下位より、中-細粒砂サイズの級化構造を示すゴマシオ状火山灰層(厚さ3cm前後)、径5mm以下の軽石を含むやや固結した暗灰色-黒色シルト層(厚さ3-5cm)、径1cm以下の軽石の散るゾーン(厚さ10cm以下)として特徴づけられる。

J12：丹原化石帯の上位に見いだされる厚さ100cm前後の軽石層である。しばしば水底下での再堆積作用による種々の堆積構造を有し、上下の砂層との境界が漸移的になっていることが多い。これまでの調査では、市原市牛久西方の大東牧場に至る道路わきで最もまとまった産状が観察される(第39図)。ここでは下位より、中-極粗粒砂サイズのパミスコ層(厚さ15cm前後)、極細粒砂サイズのスコリア層(厚さ1-2cm)、軽石を含む縞状暗灰色シルト層(厚さ10cm前後)、粗-極粗粒砂サイズのパミスコ層(厚さ5cm前後)、粗-極粗粒砂サイズの軽石層(厚さ10cm)、粗粒砂サイズのパミスコ層(厚さ10cm)、極粗粒砂サイズの軽石層(厚さ8cm)、粗粒砂サイズのパミスコ層(厚さ2cm)、極粗粒-粗粒砂サイズの軽石層(厚さ40cm前後)から構成され、全体に径1-2cmの軽石が散在しているのが特徴である。

化石

(1) 貝化石

坂倉(1935b)以来、地蔵堂層には、下部の泥質層にみられる泉谷化石帯、上部の砂層中にみられる地蔵堂化石帯と丹原化石帯といった3つの貝化石密集帯が知られている。また上部の砂層中には、これらの貝化石帯以外にも貝化石が散在する。これら地蔵堂層の貝化石については、大山(1952)、HATAI and HAYASAKA(1955)、生越(1959)、OGOSE(1961)、青木ほか(1962)、青木ほか(1971)、青木・馬場(1973)、AOKI and BABA(1980)らが報告している。ここでは青木・馬場(1973)に基づき、地蔵堂から産出する主な貝化石について述べることにする。

泉谷化石帯は、*Calithaca adamsi*及び*Patinopecten tokyoensis*で特徴づけられ一般に種数は少ない。このほかには、*Macoma incongrua*、*Mya japonica*、*Panope japonica*、*Macra sulcataria*、*Solen krusensterni*、*Dosinia cf. angulosa*、*Roeta yokokamensis*、*Lucinoma annulata*、*Cryptomya busoensis*、*Venericardia ferruginea*などを産



第39図 テフラ鍵層J12 (市原市大東牧場東)

出する。

木更津市泉谷周辺では、泉谷化石帯直上の5m前後の砂層から、*Solen krusensterni*, *Lucinoma annulata*, *Dosinia japonica*, *Maetra sulcataria*, *Spisula sachalinensis*などの貝化石が産出する。

模式地の地蔵堂周辺で、テフラ鍵層J3とJ4の間、特にその下半部に密集して産出する地蔵堂化石帯(第40図)を最も特徴づけるのは、厚さ数10cm前後の間に、サンゴ、コケムシ、腕足類などを伴って産出する*Glycymeris pilsbryi*-*Aquiptecten vesiculosus*群集である。この群集は、下総層群の貝化石から知られる古水温としては最も高く悪熱帯的な群集とされている。地蔵堂化石帯には、ほかに*Glycymeris yasoensis*, *Namocardium samarangae*, *Pecten albicans*, *Maetra sulcataria*, *Glycymeris rotunda*, *Venericardia ferruginea*, *Siphonaria* spp., *Limopsis* spp., *Ancilla hinomotoensis*など暖流系の貝が目立っている。

模式地周辺で、地蔵堂化石帯より上位の多くのテフラ(J5-J11)を含む砂層中には、*Modiolus difficilis*, *Turritella ikebei*, *Patinopecten tokyoensis*, *Panope japonica*, *Solen krusensterni*, *Nemocardium samarangae*などが散在している。

地蔵堂砂層の上部に位置する丹原化石帯からは、木更津市丹原周辺及び市原市大蔵北方において、*Patinopecten tokyoensis*, *Panope japonica*などを産出するが、特に大型の*Patinopecten tokyoensis*を含んでいるのが特徴とされている(青木・馬場, 1973)。

(2) 有孔虫

貝化石に比べて有孔虫化石に関する報告は少ない。ここでは、鈴木・青木(1962)に基づいて地蔵堂層から産出する有孔虫化石について簡単に述べる。



第40図 模式地における地蔵堂化石帯の貝化石群 (木更津市地蔵堂)
 ビッケルのある優白色部は、内部堆積構造(斜交葉理)を伴ったテフラ鍵層J3。第36図と同じ地点である

下部地蔵堂層の泉谷化石帯を含む泥質層に含まれる底生有孔虫は上部の砂層から産出する群集と全く異なり、*Elphidium* sp. A として小型種が50-70%を占めている。*Nonionella stella*, *Buccellafrigida*, *B. nipponica*, *Rotalia japonica* などが常に共産する。内湾的な環境が考えられるという。

上部地蔵堂層の砂層から産出する底生有孔虫は、*Pseudanion japonicum* 及び *Elphidium advenum* の2種が優勢で、ほかに *Elphidium clavatum*, *E. crispum*, *Buccella nipponica*, *Rotalia minuta*, *Hanzawaia nipponica*, *Cibicides refulgens*, *Quinqueloculina* spp., *Cassidulina depressa*, *Lagenonodosaria scalaris* などが全般的に多い。いずれも50m以浅の upper-middle neritic の open sea の群集とみられる暖海種もいくらか混じっているが、むしろ冷海種の頻度が高い。

下部地蔵堂層の泥質層からは、浮遊性有孔虫の産出は極めて稀である(鈴木・青木, 1962)。

一方、上部地蔵堂層の砂層中に含まれる浮遊性有孔虫は、全个体数の30-80%を占めるが、主なものは、*Globigerina eggeri*, *G. bullaides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerina pachyderma*, *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina obliquiloculata* などである。層準による差はそれほど大きくないが、模式地周辺では、地蔵堂化石帯の比較的狭い範囲に、*Pulleniatina obliquiloculata* などの暖流系種が多くなるピークが認められる。その上下の砂層では寒流系種が優勢である。

IV. 2 藪^{やぶ}層 (Yb)

命名 坂倉(1935b)を再定義。坂倉(1935b)の藪層の下半部に相当する。

模式地 木更津市藪及び宿周辺。

層序関係 下位の地蔵堂層に整合に重なるが、藪層の基底部にチャンネル状の粗粒堆積物が発達しているところでは、地蔵堂層との間にダイアステム程度の侵食間隙が存在する。上位の上泉層によって整合に覆われるが、上泉層の基底部にチャンネル性の粗粒堆積物が発達しているところでは、やはりダイアステム程度の侵食間隙が認められる。

岩相 藪層の岩相は、泥質層あるいは泥質層と砂礫層からなる下部と砂層からなる上部に区分することができる(第41図)。

下部：下部の泥質層には、全体にバイオターベーションや泥管・砂管の発達した淘汰不良の砂質泥層ないし泥質砂層のほか、層状シルト層、スランプ層、植物根の痕跡化石や泥炭層を含む粘土・シルト・砂質シルト層などが、砂層とともに含まれている(第42図)。これら各種泥質層のうち、砂質泥層ないし泥質砂層が最も大きな広がりをもつ。粘土・シルト・砂質シルト層は、砂質泥層ないし泥質砂層の下位に不連続的に分布する。また層状シルト層やスランプ層は、模式地周辺で観察される。藪層下部の泥質層の厚さは、模式地周辺の木更津市藪や丹原付近で15m前後に達するが、北東方へやや急激に薄くなり、市原市湯武倉では約2.5m、同東国吉では1.2m、同瀬又では80cm前後となる。

模式地周辺や市原市大桶などでは、泥質層の下位に厚さ10m前後のチャンネル性粗粒堆積物が発達する。これらの粗粒堆積物には、大型斜交葉理がしばしば観察されるとともに、層状ないしレンズ状に密集した中礫以下の古期岩礫や径50cm以下のシルト礫が多数含まれている(第43図)。

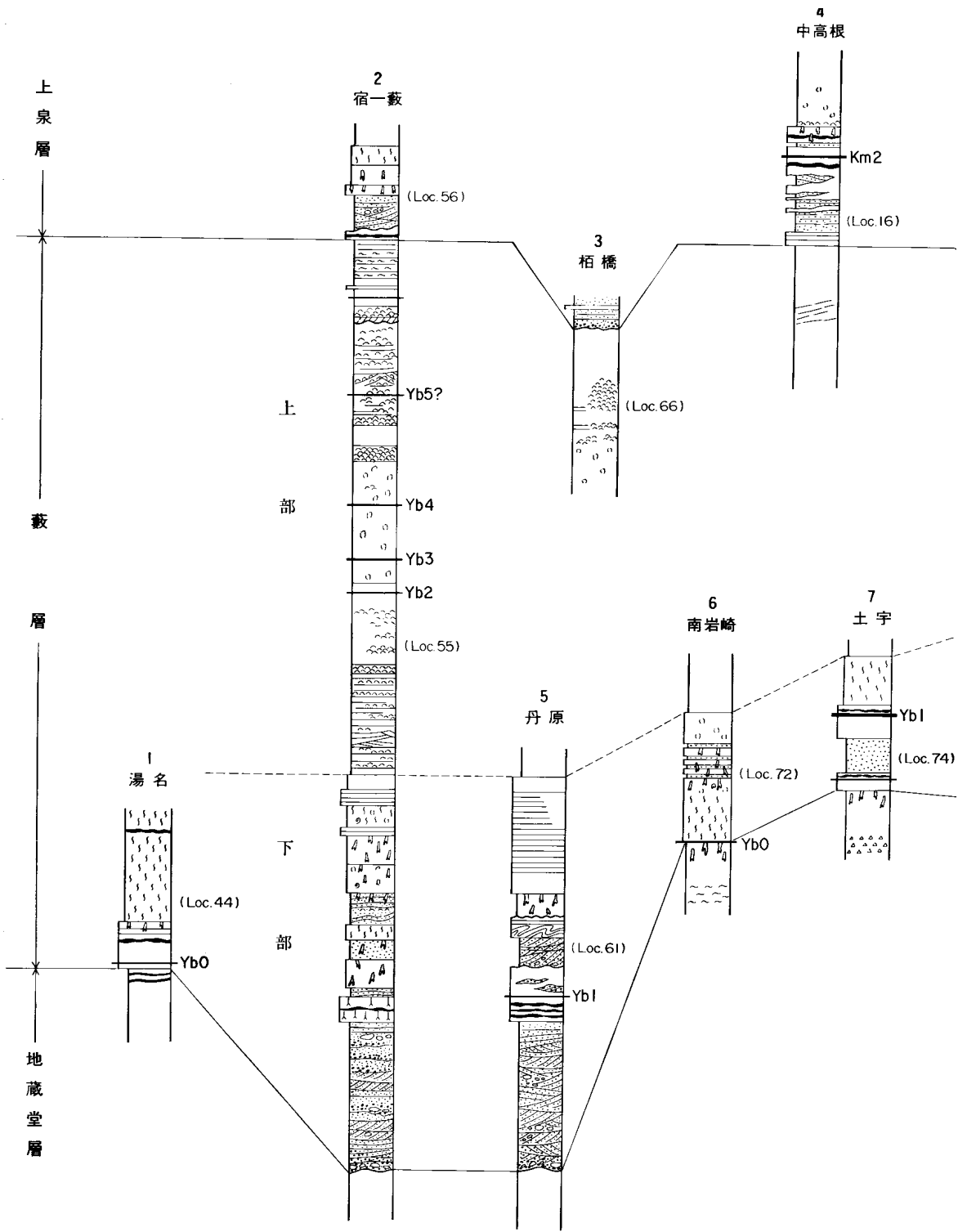
上部：上部藪層は、多くの場合、再堆積による貝化石密集層を頻りに挟んだ粗-細粒砂層から構成されている(第44図)。厚さは模式地周辺で35m前後と最も厚く、北東方へ徐々に薄くなる。模式地近くにある木更津市宿南方の崖(第41図柱状図2, Loc.55)では、上部のほぼ全層準を観察することができる。ここでは、後述するテフラ鍵層Yb3, Yb4を含む厚さ8m前後の層準には、ややシルト質な細粒砂層中に、現地性の貝化石が散在する。一方、この部分を除いた残りのほぼ全層準では貝化石が密集して産する。これらの貝化石は、厚さ50-100cmの密集層として、あるいは砂層の平行葉理や斜交葉理に沿って、あるいはバイオハーム状の産状を示す。その産状から、これらの貝化石は多かれ少なかれ再移動・再堆積によってもたらされたものである。

このような再堆積による貝化石を多産するのが、藪層の一つの特徴であり、下位の地蔵堂層や上位の上泉層とは特徴を少し異にしている。また上部藪層の砂層は、上部地蔵堂層や上部上泉層の砂層と比較して、全体にやや粗粒で貝殻片に富み、淘汰が不良である。これらのことは、上部藪層の砂層が、水底下での再移動・再堆積がしやすい堆積環境下で形成されたことを示している。しかし場所によっては、市原市武士一大桶周辺のように、ごく限られた層準にしか貝化石が密集せず、貝化石を含まない細粒砂層が卓越しているところもある。

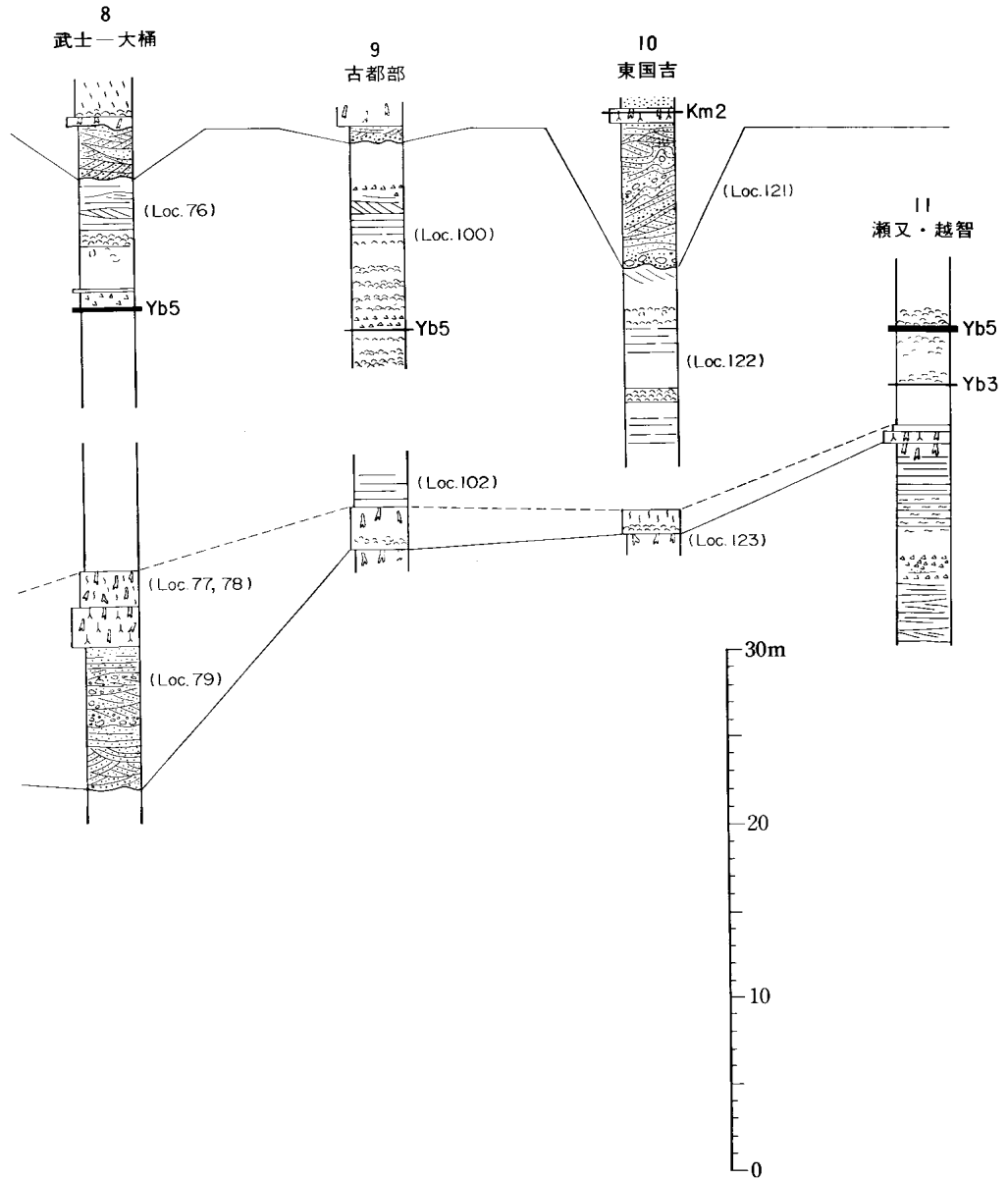
模式地周辺では、上部藪層の最上部にヒメスナホリムシの化石生痕が観察される。

層厚 模式地のある南西部の木更津市藪・宿周辺で最も厚く、北東部へやや急激に薄くなる。模式地周辺で約60m、北東部の市原市喜多東方(長柄ダム下流)で約21mである。

テフラ鍵層 藪層には、スコリア、軽石、白色火山灰などからなるテフラが挟まれるが、藪層の堆積環境を反映してテフラの保存・連続性は必ずしもよくない。ここでは比較的特徴的であつ何箇所かで対



第41図 藪層地質柱状図 記号は第34図と同じである





第42図 下部藪層の泥質層 (木更津市丹原)

この付近では下部の泥質層が厚く発達し、その上半部には、写真のような薄い砂層を挟んで層状シルト層が観察されることが多い

比されたものを下位より Yb0-Yb5 と名づけテフラ鍵層とした。このうち Yb0 と Yb1 は下部藪層の泥質層中に、Yb2 から Yb5 は上部藪層の砂層中に見いだされる。それぞれの野外での特徴は次の通りである。

Yb0 : 下部藪層の泥質層の基底あるいは最下部付近に見いだされる厚さ 10 cm 前後のテフラである。木更津市湯名周辺 (第 41 図柱状図 1) では下部藪層の泥質層の基底 (地藏堂層との境界) より 30 cm 上位にあり、厚さ 7 cm の極粗粒砂 - 粗粒砂サイズの軽石質ゴマシオ状火山灰層から構成され、級化構造が見られる。その基底にはチョコレート色の厚さ 2-3 cm の粘土層を伴うことがある。市原市南岩崎周辺 (第 41 図柱状図 6) では、下部藪層の泥質層と上部地藏堂層の砂層との境界部に見いだされる。一つの露頭 (Loc.71) では、Yb0 は、下位より細 - 極細粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層 (厚さ 2-3 cm)、粗 - 極粗粒砂サイズの軽石質ゴマシオ状火山灰層 (厚さ 4 cm)、粗 - 細粒砂サイズの級化構造を示すゴマシオ状火山灰層 (厚さ 8 cm) の順に重なる。もう一つの露頭 (Loc.72) では、Yb0 は、下位よりチョコレート色の粘土層 (厚さ 3 cm)、細粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層 (厚さ 2 cm)、極粗粒砂サイズの軽石が散る粗粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層 (厚さ 10 cm) といった産状を示す。

木更津市地藏堂と同丹原を結ぶ坂道の途中から丹原開墾へ入るわき道 (Loc. 59) 及び木更津市蛭作南方の養鶏小屋横の道沿い (Loc.52) で見いだされる中 - 細粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層とシルト層の互層は、この Yb0 に相当すると考えられる。これらは、いずれも泥質層 (下部藪層) と砂層 (上部地藏堂層) の境界部に見いだされる。



藪層 — 地蔵堂層

第43図 下部藪層のチャンネル性粗粒堆積物 (市原市大桶)
地蔵堂層上部の細粒砂層と明瞭な侵食面で接し、全体に斜交葉理と大小のシルト礫が観察される



第44図 上部藪層の貝化石群 (市原市^小栢橋)

Yb1：下部藪層の泥質層の下部から中部にかけて見いだされる灰白色火山灰層である。木更津市地藏堂一丹原間の坂道 (Loc. 60) で見いだされるものは、厚さ 6 cm 前後の細-極細粒砂サイズの灰白色火山灰層で級化構造を伴う。基底付近には有色鉱物が散在し弱いゴマシオ状を呈する。ここでは、この灰白色火山灰層の約 27 cm 下に、細粒砂サイズのスコリア層 (厚さ 2-3 cm) とシルトサイズのスコリア層 (厚さ 1-2cm) の 2 層構造からなるスコリア層が観察される。養老川東岸、市原市土宇の市原市中央高校グラウンド横の崖 (第 41 図柱状図 7) では、下位より、細-中粒砂サイズのスコリア層 (厚さ 0-2 cm)、シルトサイズの灰白色火山灰層 (厚さ 10-25 cm)、シルトサイズのスコリア層 (厚さ 0-3 cm) という順序を示す。ここでも、この灰白色火山灰層の下位に、厚さ 10cm 前後のシルトサイズのスコリア層と中-細粒砂サイズのスコリア層の細互層が観察される。このほか Yb 1 は、長柄町追分南方 (第 34 図柱状図 7) でも観察される。

Yb2：上部藪層の砂層中に見いだされるスコリア層で、木更津市宿南方の大きな崖の露頭 (Loc.55) では、厚さ 0-5cm の粗-極粗粒砂サイズのスコリアから構成されている。このスコリア層は、杉原ほか (1978) によって SY と名づけられた軽石層の上下にみられる 2 枚のスコリア層のうちの下のスコリア層に相当する。

Yb3：杉原ほか (1978) の瀬又・藪軽石層 (SY) に相当するもので、模式地周辺の木更津市宿南方の崖の露頭 (Loc. 55) では、Yb2 の約 2m 上位に見いだされる。ここでは下から、中粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層 (厚さ 3cm)、粗粒砂-細礫サイズの軽石層 (厚さ 10cm 前後)、粗粒砂-細礫サイズの軽石密集帯 (厚さ 30cm 前後) からなり、この軽石層及び軽石密集帯には、径 1-5cm のよく円磨された軽石が多数含まれている。この Yb3 は、木更津市永井南方の通称貝殻坂 (Loc. 51) でも観察されるが、従来瀬又層の模式地とされてきた市原市瀬又東方の通称“瀬又の堰”の崖 (第 41 図柱状図 11) からも報告されている (杉原ほか, 1978)。

Yb4：杉原ほか (1978) が、SY 軽石層の上下に見いだした 2 枚のスコリア層のうちの上位スコリア層に相当する。模式地周辺の木更津市宿南方の崖の露頭では、Yb3 の約 3.5 m 上位に見いだされる。ここでは下位より、シルトサイズのスコリア層 (厚さ 3 cm)、極粗粒砂-細礫サイズのスコリア層 (厚さ 10 cm 前後) からなる。その西方の木更津市永井南方の通称貝殻坂 (Loc.51) でも Yb3 の約 3 m 上位に見いだされるが、ここでは級化構造を示す極粗-細粒砂サイズのスコリア薄層と粘土サイズのスコリア薄層の細互層となっていて、全体の厚さは 10 cm 前後である。ここでは、この Yb4 の約 3.5 m 上位にも極細粒砂サイズのスコリア薄層とシルト-粘土サイズのスコリア薄層との細互層からなる厚さ 5 cm 前後のスコリア層が存在する。この Yb4 は、瀬又の堰の崖でも Yb3 の約 80 cm 上位に見いだされる (第 41 図柱状図 11)。

Yb5：町田ほか (1974) や杉原ほか (1978) が GoP1 と名づけた軽石層に相当する。最初に発見された市原市瀬又東方の瀬又の堰の崖では、Yb4 の約 2.2 m 上位、Yb3 の約 3 m 上位に見いだされる。ここでは、厚さ 30 cm 前後の淘汰の良い極粗粒砂サイズの軽石層から構成されているが、軽石層には斜交葉理が発達し、再堆積による貝化石も含まれている。市原市古都部 (第 41 図柱状図 9) では、下位より細-中粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層 (厚さ 15cm)、淘汰の良い極粗粒砂サイズの軽石層 (厚さ 25 cm)、同じ大きさの軽石密集帯 (厚さ 80cm) となっている。このように水底下での再移動・再堆積現象の比較

的激しかった上部藪層の堆積環境を反映して、各露頭での産状はかなり変化に富む。模式地周辺の木更津市宿南方の崖の露頭 (Loc. 55) では、Yb4 の約 7.5 m 上位に見いだされる軽石層 (厚さ 0-2 cm) が Yb 5 の可能性も考えられる。

化石

(1) 貝化石

上部藪層の砂層からは貝化石が多産するが、これらの貝化石については、横山 (1930)、坂倉 (1935b)、OGOSE (1961)、青木ほか (1962)、青木・馬場 (1971, 1973)、AOKI and BABA (1980)、O' HARA (1982) らが報告している。藪層のほぼ全層準が観察される木更津市宿南方の崖の露頭 (第 41 図柱状図 2) に産出する貝化石については、O' HARA (1982) に詳しく記載されている⁹⁾。ここでは、藪層の貝化石の全体的特徴について青木・馬場 (1971, 1973) に従って説明する。

下部藪層の泥質層からは、泥質層下部に *Cryptomya*, *Raeta* などを主とする群集、*Dosinia angulosa* を散在するもの、*Macoma incongrua* や *Tapes japonica* などを主とするものなどが観察される。いずれも汽水性の泥質底の群集である。

上部藪層の砂層中に産出する貝化石群は、広範囲にわたって地域的な差は少ないが、上下の群集組成に幾らか変化が認められ、次のように 3 分することができる。

〔下部〕 *Glycymeris pilsbrvi* が特に多く、次いで *Maetra sulcataria*, *Patinopecten tokyoensis*, *Glycymeris yessoensis* がふつうにみられる。更に *Aquiptecten vesiculosus*, *Limopsis cummingi*, *Minolia subangulata*, *Anomarcordia minuta*, *Granulifusus musashinoensis*, *Poromia flexosa* などを産する。単体サンゴ、腕足類を伴うこともこの層準の特徴である。

〔中部〕 *Glycymeris yessoensis* が主体をなすが、上部ほどには密集しない。散在的ではあるが、*Solen krusensterni*, *Maetra sulcataria*, *Fabulina nitidula* などの殻のうすい二枚貝類を多産する。*Patinopecten tokyoensis*, *Mercenaria stimpsoni*, *Oliuella fabula* などもふつうにみられる。

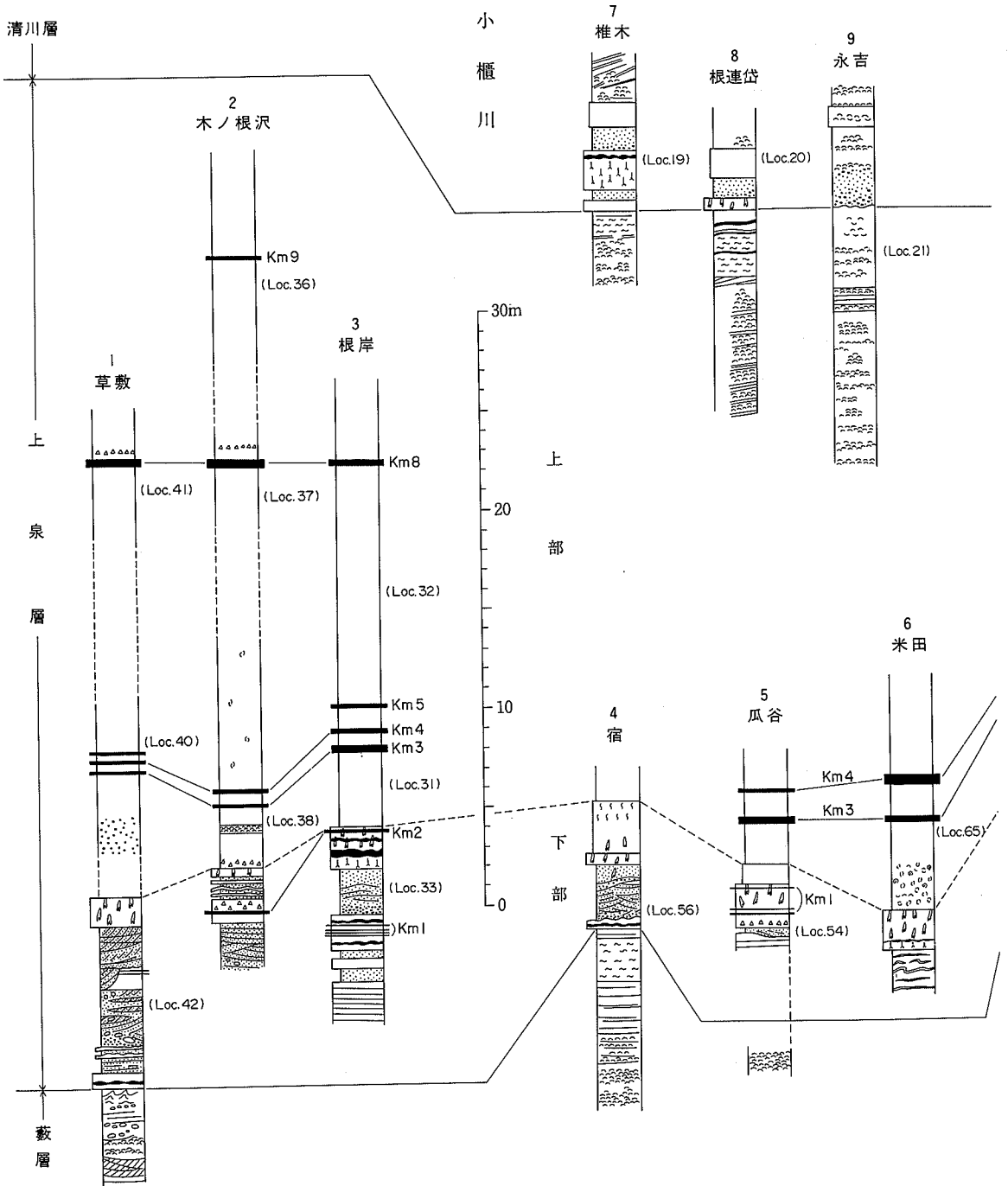
〔上部〕 どこでも *Glycymeris yessoensis* を密集して多産する。共存種は *Mercenaria stimpsoni*, *Patinopecten tokyoensis*, *Soletellina olivacea*, *Maetra sulcataria*, *Peronidea venulosa*, *Cadella lubrica* などに限られ、構成種は比較的少ない。

全体としては、*Glycymeris yessoensis* が多いこと、*Mercenaria stimpsoni*, *Soletellina usta*, *Cadella lubrica*, *Patinopecten tokyoensis* などの寒流系種が目立つことが特徴である。

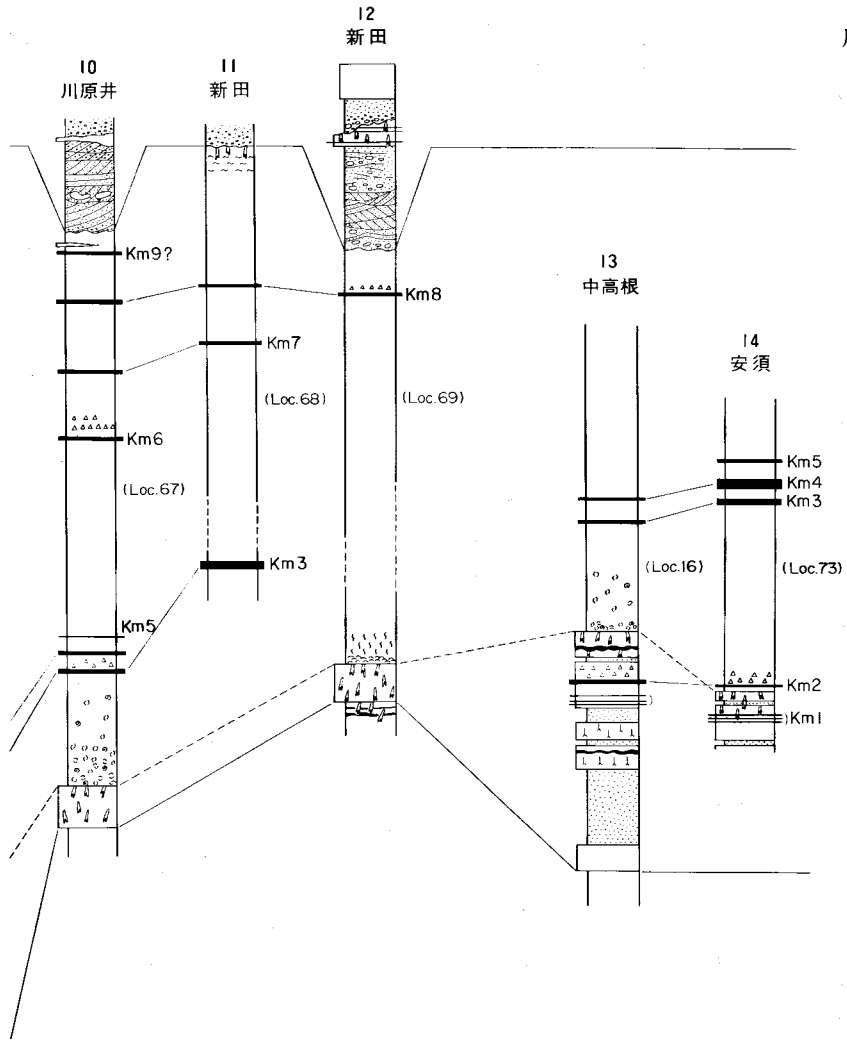
(2) 有孔虫化石

鈴木・青木 (1962) による報告があるが、それに基づく次の通りである。下部藪層の泥質層から産出する底生有孔虫は、地蔵堂層下部の泥質層から産出する群集とよく似ており、*Elphidium* sp. A, *Buccella frigida*, *B. nipponica* などが優勢である。一方、上部藪層の砂層から産出する底生有孔虫は、地蔵堂層の場合と同じく、*Pseudonion japonicum* 及び *Elphidium advenum* の 2 種が優勢で、ほかに、*Elphidium clavatum*, *E. crispum*, *Buccella nipponica*, *Rotalia minute*, *Hanzawaia nipponica*, *Cibicides refulgens*, *Quinqueloculina* spp., *Cassidulina depressa*, *Lagenonodosaria scalaris* などが多い。地蔵堂層に比べると、*Pseudonion japonicum*, *Elphidium advenum*, *Rotalia minuta* や *Miliolidae* などの産出頻度がやや高く、*Cibicides refulgens*

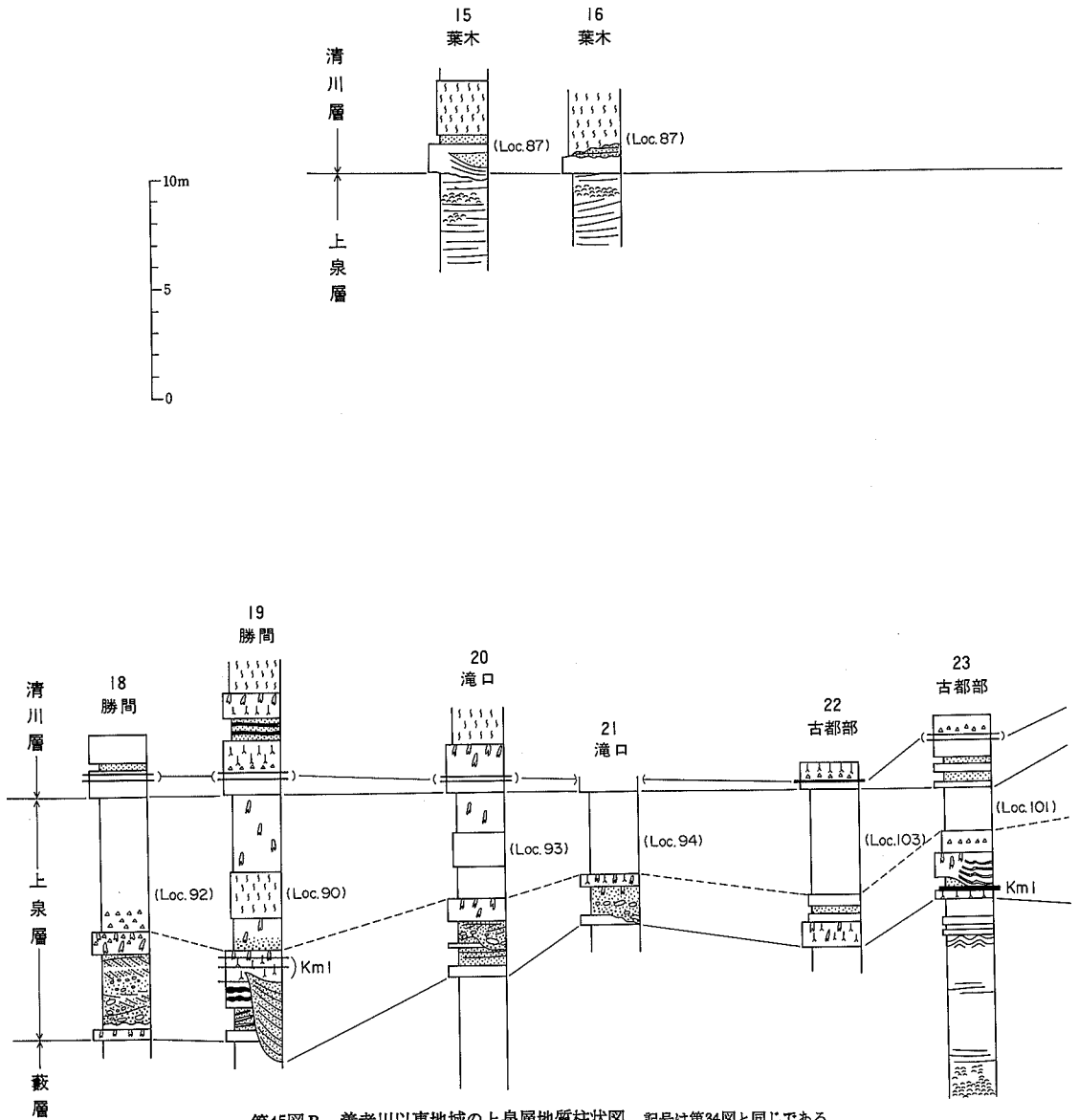
9) ただし O' HARA (1982) の地層区分では、藪層下部の泥質層は地蔵堂層に入れられている。



養
老
川



第45図A 養老川以西地域の上泉層地質柱状図 記号は第34図と同じである

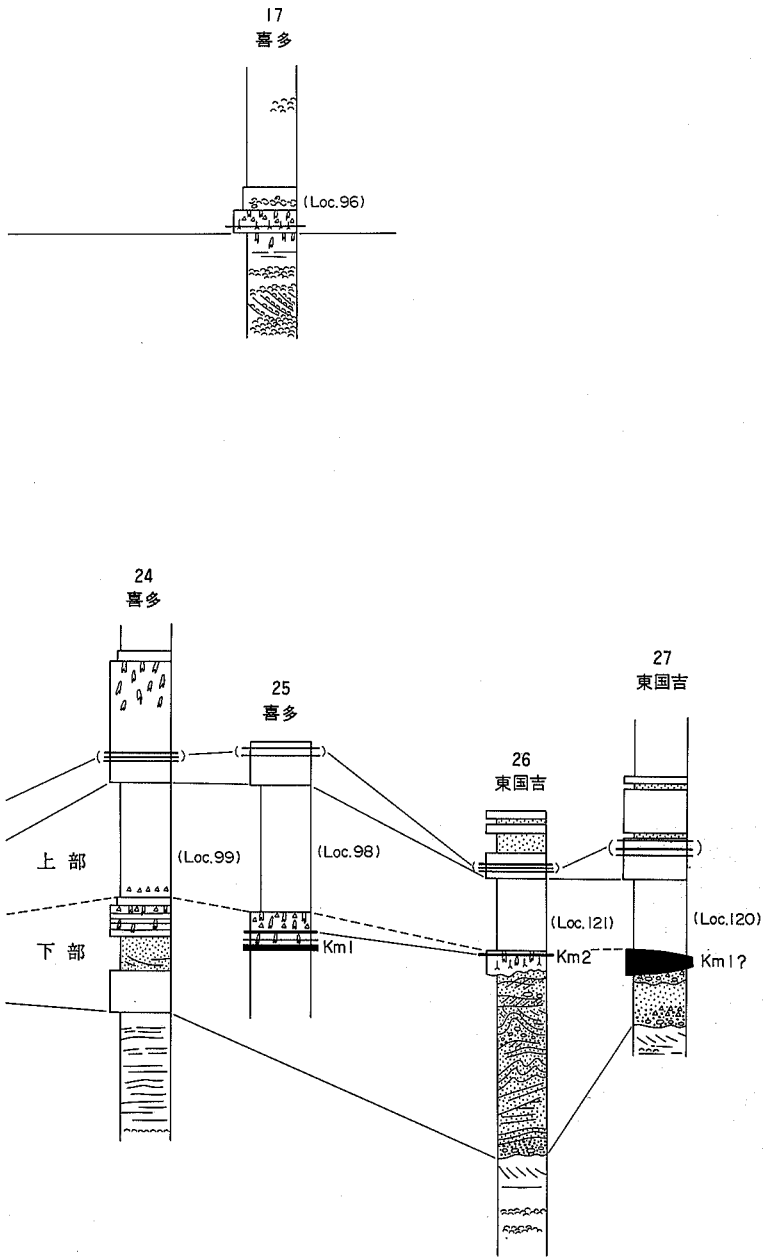


第45図B 養老川以東地域の上泉層地質柱状図 記号は第34図と同じである

などの産出頻度がやや低い傾向がある。

下部藪層の泥質層からは、浮遊性有孔虫はほとんど産出しない。

一方、上部藪層の砂層から産出する浮遊性有孔虫は、地蔵堂層の場合と同じく、主なものは、*Globigerina eggeri*, *G. budboides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerina pachyderma*, *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina obliquiloculata* などである。そして藪層上部の砂層中には、暖-寒の変化が少なくとも3回繰り返しているのが、これら浮遊性種の優占種の組成比から読みとれるという(鈴木・青木, 1962)。



IV. 3 ^{かみ いずみ} 上泉層 (Km)

命名 三土 (1937).

模式地 市原市上泉及びび川原井周辺.

層序関係 下位の藪層の上に整合に重なるが、上泉層の基底部にチャンネル性の粗粒堆積物が発達するところでは、ダイアステム程度の侵食間隙が認められる。上位の清川層によって整合に覆われるが、清川層の基底部にチャンネル性の粗粒堆積物が発達するところでは、やはりダイアステム程度の侵食間隙が認められる。

岩相 上泉層は、泥質層を主体とする下部と細粒な砂層を主体とする上部に区別することができる(第45図A・B)。

下部：厚さ10mから1.5mで、薄いところでは泥層のみ、厚いところでは泥層と砂層ないし含礫砂層との互層から構成されている。泥層はシルト・粘土・層状シルト・層状粘土層などから構成されるが、このうちシルト層や粘土層中にはしばしば植物根の痕跡化石や泥炭層が含まれている。最上部の泥層には、厚さ0.5-1mにわたって砂管の発達が顕著である(第46図)。一部の地域では、この砂管の発達したシルト・粘土層の上位に、厚さ2m以下の泥質砂層ないし砂質泥層が観察される。この部分はふつうバイオターベーションが顕著で、淘汰は極めて不良である。

泥層の間にはしばしば厚さ1-3mの砂層が挟まれているが、これらの砂層の下部には中礫以下の古期岩礫が密集するほか、種々の大きさのシルト礫が含まれ、基底は侵食による凹凸に富んでいる。一方市原市勝間では、下位の上部藪層の砂層と侵食面で接する厚さ3m以上の砂層が、下部上泉層の泥層中に急激に消滅する現象が見られる(第45図B柱状図19)。また市原市東国吉では、厚さ8m前後の砂礫層が下部上泉層の基底にあり、下位の上部藪層の砂層を削り込んでいる(第45図B柱状図26)。しかし大部分のところでは、下部上泉層の基底は、シルト層か粘土層からなる泥層であり、上部藪層の砂層の上に



第46図 下部上泉層泥質層中の砂管及びテフラ鍵層Km2 (木更津市川崎西方)
下部上泉層の泥質層の上限付近は、どこでも砂管の発達が顕著である

整合に重なっている。

上部：上部上泉層は、主にややシルト質で非常に淘汰の良い細粒砂から構成されている。新鮮な面を削ると少し赤味（あかね色）を帯びた褐色ないし灰褐色を呈することが多い。模式地の袖ヶ浦町上泉周辺すなわち椎木、根連岱、永吉や北東部の市原市葉木及び同喜多などでは、砂層の上部に貝化石が密集して産出する（第47図）が、ほかの大部分の地域では上部上泉層からの貝化石の産出はまれで、均質塊状な細粒砂層で特徴づけられることが多い。しかし上部上泉層の基底部付近の砂層は、粗粒化するかあるいはやや泥質化して淘汰不良となり、しばしばこの部分に貝化石が密集して産出したり生痕が観察される。模式地周辺の袖ヶ浦町椎木、同根連岱、同新田では、上部上泉層の最上部に、ヒメスナホリムシの斑状化石生痕が存在する。

上部上泉層の厚さは、南西部で厚く北東部へ徐々にうすくなる傾向がある。特に養老川を境にそれより東側ではかなり薄くなっている。模式地周辺の袖ヶ浦町川原井では25m前後であるのに対して、南西部の小櫃川以西の木更津市根岸、同木野根沢、同草敷では、上限が木下層によって侵食されて不明であるが、35m以上と見積られる。一方、養老川以東の市原市勝間では6-7m、同滝口では5m前後。同喜多では南部が2m前後北部が5m前後、市原市東国吉では3m前後となっている。一方、走向方向に直交する方向では、北西方向すなわち地層の傾斜方向に厚くなる傾向が認められる。また上泉層の砂層の上部の貝化石密集部は地層の厚くなる北西側に位置している。

層厚 上泉層は、南西部で最も厚く北東方向に薄くなる。特に養老川以東ではかなり薄くなる。南西部の小櫃川以西では、木下層によって削られているために上泉層の上限は不明であるが、木更津市木野根沢周辺では50m前後と見積られる。模式地周辺の袖ヶ浦町川原井では約30mである。養老川東岸の市原市勝間で約11m、市原市喜多東方（長柄ダム下流）では約6-10m、市原市東国吉では6-13mである。

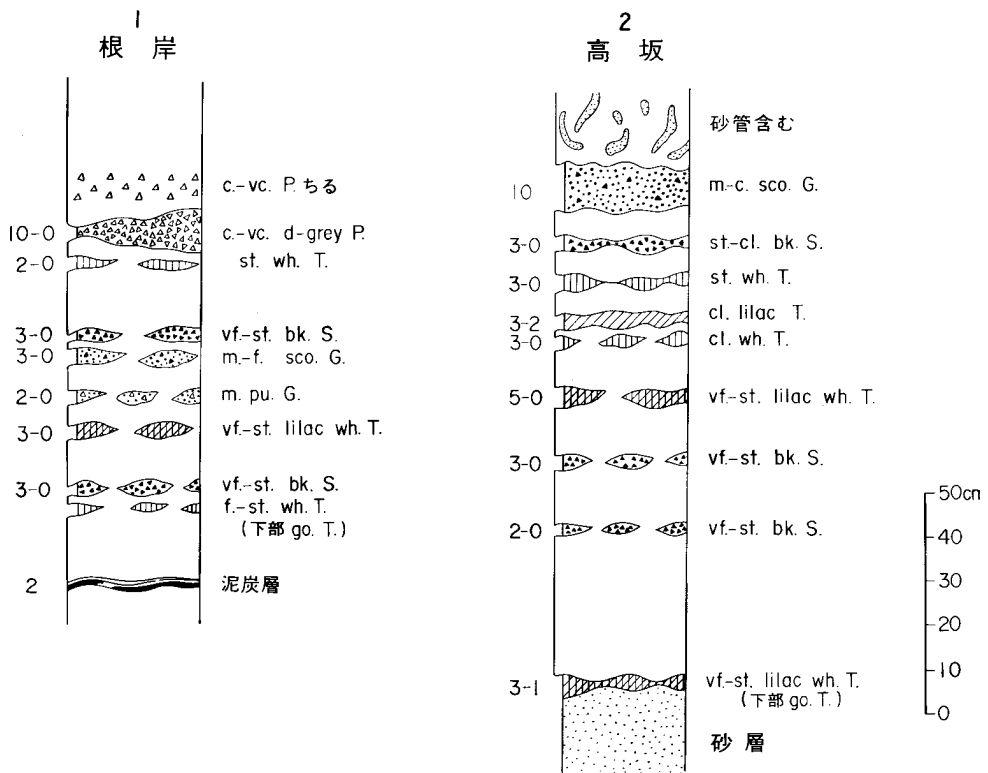


第47図 貝化石密集部を伴う模式地近くの上部上泉層（袖ヶ浦町永吉南方）

テフラ鍵層 上泉層には比較的多くのテフラが挟まれているが、その中の幾つかはかなり広い範囲にわたって追跡可能であり、鍵層として有効である。ここでは下位より Km 1 から Km 9 まで9つのテフラ鍵層を設定した。このうち、下位の Km 1 と Km 2 は下部の泥質層中に、Km 3 から Km 9 は上部の砂層中に見いだされる。

km1: 下部上泉層の泥質層中に密集して挟まれる火山灰層群に対して名づけられたもの(第48図)で主に細粒のスコリア薄層と白色・ふじ色及び淡桃色を呈するみぎき砂状の細粒火山灰薄層から構成される。そのほか、粗-極粗粒砂サイズの軽石層、中-粗粒砂サイズのゴマシオ状火山灰層が挟まれていることもある。小櫃川以西では木更津市根岸、養老川-小櫃川間では市原市中高根、同高坂、同安須、養老川以東では市原市勝間などで比較的まとまって観察される。市原市喜多周辺や同東国吉でもその一部が観察される。特に市原市東国吉の一露頭(Loc. 120)では、厚さ100 cmに達するレンズ状のふじ色-淡桃色の細粒火山灰層が観察され、Km 1 のいずれかに相当するものと考えられる(第45図B)。

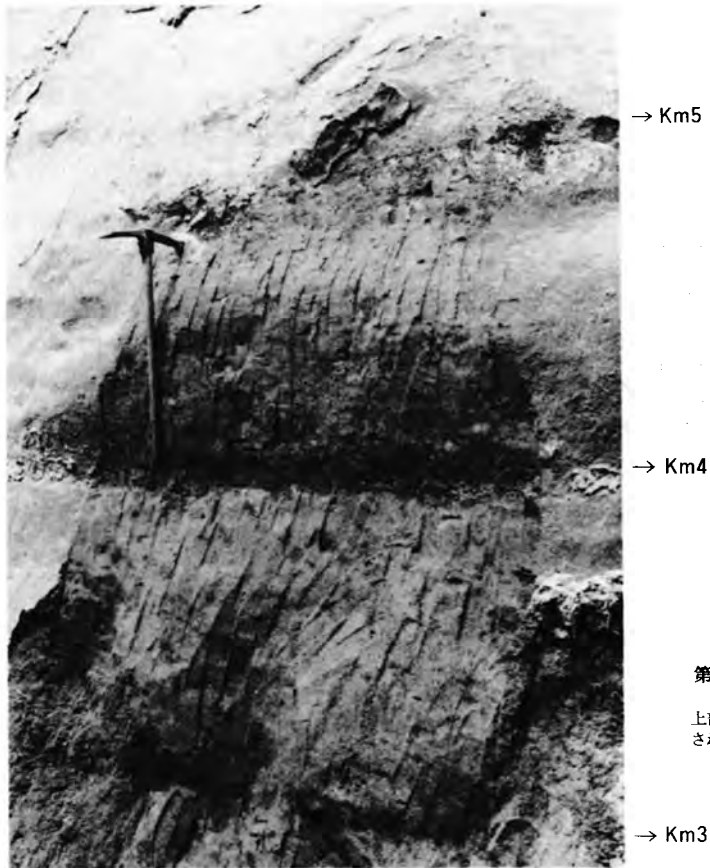
Km 2: 下部上泉層の泥質層中に見いだされ、大部分が径2 mmから5 mmの灰色ないし灰白色の軽石粒から構成される厚さ10 cm前後の軽石層である。レンズ状を呈することが多い。木更津市根岸では



第48図 テフラ鍵層 Km 1 の柱状図

1. 木更津市根岸, 2. 市原市高坂

柱状図左側の数字はテフラの厚さ(cm), 右側の記号は, vc. 極粗粒砂サイズ, c. 粗粒砂サイズ, m. 中粒砂サイズ, f. 粗粒砂サイズ, vf. 極細粒砂サイズ, st. シルトサイズ, cl. 粘土サイズ, d-grey. 暗灰色, wh. 白色, bk. 黒色, lilac. ふじ色, sco. スコリア質, pu. 軽石質, go. ゴマシオ状の, T. 火山灰層, S. スコリア火山灰層, P. 軽石火山灰層, G. ゴマシオ状火山灰層。白色部はシルト層ないし粘土層



第49図 テフラ鍵層 Km 3, 4, 5
(袖ヶ浦町川原井)
上部上泉層の砂層の基底付近に見いだされる3枚組のテフラである

Km 1 の約 5 m 上位の、上泉層の下部と上部の境界付近に見いだされる。場所によっては軽石層の直下に厚さ 0.5 cm 前後のシルトサイズのスコリア層が観察されることがある。また軽石層上位の泥層中には、この軽石層から由来したと思われる軽石粒がしばしば散在する。Km2 は小櫃川以西では木更津市木野根沢、同川崎、同根岸、小櫃川—養老川間では市原市中高根、同安須、養老川以東では、市原市喜多、同東国吉などで見いだされている。また市原市勝間では、軽石粒の散在ゾーンとして観察される。

Km 3 : 上部上泉層の砂層の基底近くに見いだされる比較的よく連続する 3 枚組のテフラ層 (第 49 図) のうちの最も下位のテフラで、先に杉原ほか (1978) が上泉テフラ群と名づけた 3 枚のテフラ中最下位の Ki- I に相当する。袖ヶ浦町米田では下部上泉層の砂管の発達したシルトないし粘土層の約 4.5 m 上位に、袖ヶ浦町川原井では、同じく下部上泉層の砂管の発達したシルト層の約 5 m 上位に見られる。養老川以西では砂管の発達したシルトないし粘土層の約 4-5 m 上位に見いだされることが多いが、養老川西岸の市原市安須では 8 m 上位に見いだされる。Km 3 の主体は径 1 cm 以下の軽石が密集した厚さ 20-10 cm の軽石層でこの中には径 3 cm 以下の軽石粒も多数含まれる。軽石層の基底には、通常は厚さ 3 cm 以下時に 10 cm に達するスコリア層が観察されることが多い。スコリアの粒径は、場所により細粒砂サイズから細礫サイズまで変化する。

Km 4 : 杉原ほか(1978)のKi-IIに相当し、袖ヶ浦町米田ではKm 3の約1.6m 上位に、同川原井ではKm 3の約0.7m 上位に見いだされる。養老川以西では通常Km 3の上位約0.7m から1.6m の間に見いだされる。径1cm 以下の軽石からなる厚さ10cm 前後の軽石層であるが、厚さ40cm 以下の軽石密集帯として産することも多い。径3cm 以下の粗粒軽石粒も散在し、中には赤色軽石粒も含まれる。軽石層の基底には、通常厚さ5cm 以下のスコリア層が観察される。スコリア層の粒度は、場所によりシルトサイズから細礫サイズまで変化する。このスコリア層に上位の軽石がまじってパミスコ状を呈することもある。全体としてKm 4の特徴は、Km 3のそれとよく似ている。

Km 5 : 杉原ほか(1978)のKi-IIIに相当し、養老川以西では通常Km 4の0.6m から1.3m 上位に見いだされる。厚さ10-20cm のスコリア層で、粒度は粗粒-極粗粒砂サイズである。層状をなさず、半円形の凹部を埋めるような形態で、横に少し上下しながら並んだ産状を示すことが多い。

Km 3, Km 4, Km 5は養老川以西の上泉層上部の砂層の基底付近に広い範囲にわたって分布する。しかし、上泉層上部の砂層が特に薄くなる養老川以東では、今までのところ見いだされていない。

Km 6 : 袖ヶ浦町川原井でKm 5の約8.5m 上位に見いだされる厚さ20cm 前後の細礫サイズ以下の軽石からなる軽石層で、径5cm に達する粗粒軽石も含まれる。軽石層の基底には中粒砂から細礫サイズのスコリアからなる厚さ0-5cm のスコリア層が存在する。袖ヶ浦町川原井ではKm 5の約50cm 上位にも細礫から粗粒砂サイズの厚さ10cm 前後の級化軽石層が見いだされる。Km 6は川原井のほか市原市風戸の西方でも見いだされている。

Km 7 : 袖ヶ浦町川原井ではKm 6の約2m 上位に見いだされる径1cm 以下の軽石からなる厚さ10cm 前後の軽石層、あるいは厚さ20-30cm の軽石密集帯で、径3cm 以下の粗粒軽石も散在する。軽石層の基底には、粗粒砂-細礫サイズで、厚さ0-3cm のスコリア層が観察される。市原市風戸西方では、Km 6の約1.4m 上位に見いだされる。

Km 8 : 袖ヶ浦町川原井ではKm 7の約3m 上位に見いだされる厚さ10-15cm 前後のテフラ層で、下位より粗粒砂サイズの軽石質パミスコ層(厚さ5cm)、粗粒砂サイズの軽石を含むスコリア層(厚さ2-3cm)、径1cm 以下の軽石密集帯(厚さ0-3cm)、径1cm 以下の軽石粒の散るチョコレート色のシルト層(3-5cm)、粗粒砂サイズのスコリア層(厚さ0-3cm)となっている(第50図)。しかし、川原井東方の袖ヶ浦町新田では、チョコレート色のシルト層がなく、流理構造を有する厚さ10-20cm の粗粒砂サイズのパミスコ層のみとなっている。小櫃川以西の木更津市根岸西方ではKm 5の約12m 上位に見いだされ、下位より、逆級化構造を示す粗粒砂サイズから細礫サイズのパミスコ層(厚さ18cm)、径1cm 以下の軽石密集帯(厚さ2cm)、径1cm 以下の軽石の密集帯を含むチョコレート色のシルト層(厚さ10cm)、流理構造を示す粗粒-極粗粒砂サイズのスコリアないしパミスコ層(厚さ6-7cm)となっている。養老川西岸の市原市風戸北方では、Km 5の約6m 上位に見いだされ、下位より、粗粒砂サイズの下部は軽石質で上部はスコリア質のパミスコ層(厚さ6cm)、径1cm 以下の軽石が散るチョコレート色のシルト層(厚さ5cm)である。木更津市高倉(高倉観音南麓)から市原市風戸北方にまで広く追跡される特徴的なテフラ層であるが、養老川以東では見いだされていない。

km 9 : 木更津台地の袖ヶ浦町下宮田から上宮田において、木下層の基底礫層の直下に見いだされる軽石層で、この付近ではKm 8の8-10m 上位に位置しているものと考えられる。主に径1cm 以下の



第50図 テフラ鍵層 Km 8 (袖ヶ浦町川原井)
頭の部分に軽石粒を含むチョコレート色の薄いシルト層を伴うのが一つの特徴である

軽石からなる厚さ10-15mの軽石密集層で、径1-2cmの粗粒軽石も散在する。また赤色軽石も観察される。軽石密集層の基底には、粗粒砂-細礫サイズで厚さ0-5cmのスコリア層が存在する。袖ヶ浦町下宮田、木更津市木野根沢、同田川へと南東方向に結ぶ地域では、上泉層のテフラ鍵層が Km 9, Km 8, Km 5-3, Km 2 と上位のテフラから順々に木下層によって削られていく状況が観察される。袖ヶ浦町川原井の Km 8 の約2m上位にも、Km 9と思われるものが存在する。

化石 上部上泉層の砂層は、一般に均質塊状でややシルト質な細粒砂層から構成されており、密集した貝化石の産出は特定の地域に限られている。すなわち、模式地である袖ヶ浦町上泉周辺と、市原市葉木や同喜多では、例外的に上泉砂層の上部の細粒砂層の中に貝化石が密集して産出する。袖ヶ浦町上泉周辺は、上泉層の貝化石と上位の清川層の貝化石の両方が産出するため、古くから貝化石の産地として知られている。この上泉周辺の貝化石については、横山(1930)、青木ほか(1962)、大山・石山(1968)、植田(1969)、青木・馬場(1971, 1973)、O'HARA and NEMOTO (1978)、AOKI and BABA (1980)らの報告がある。

青木・馬場(1971)によると、模式地の上泉周辺で上部上泉層の砂層から産出する主な貝化石は、*Umbonium costatum*, *Glycymeris yessoensis*, *Macra sulcataria*, *Tapes variegata* var., *Spisula sachalinensis*, *Siphonaliafusoides*, *Olivellafabula*, *Mercenaria stimpsoni*, *Leptothyra amussitata*, *Patinopecten tokyoensis*, *Babyonia japonica*, *Sunetta menstruaris* などである。

袖ヶ浦町米田や同川原井周辺では、上部上泉層基底部の淘汰不良の泥質な砂層の中に、貝化石とその破片が密集している。主な構成種は、*Pecten albicans*, *Paphia euglypta*, *Callista chinensis*, *Patinopecten tokyoensis*, *Fulvia mutica*, *Saxidomus purpuratus*, *Chiamys nipponensis* などである。また下部上泉層の泥質

層からは, *Crassostrea gigas* が産出している (AOKI and BABA, 1980).

IV. 4 ^{きよ} ^{かわ} 清川層 (Ky)

命名 清川層は, 植田 (1930) が袖ヶ浦町大鳥居付近を模式地として名づけたが, 青木 (1971) は成田層清川部層としてその層位について訂正した. 本報告では更に再定義して用いる.

模式地 千葉県君津郡袖ヶ浦町大鳥居付近.

層序関係 下位の上泉層とは, 川原井—米田付近などで侵食面を伴うものの, 他地域ではほぼ整合である. 上位の横田層に整合に覆われ, 木下層以上の地層に不整合に覆われる.

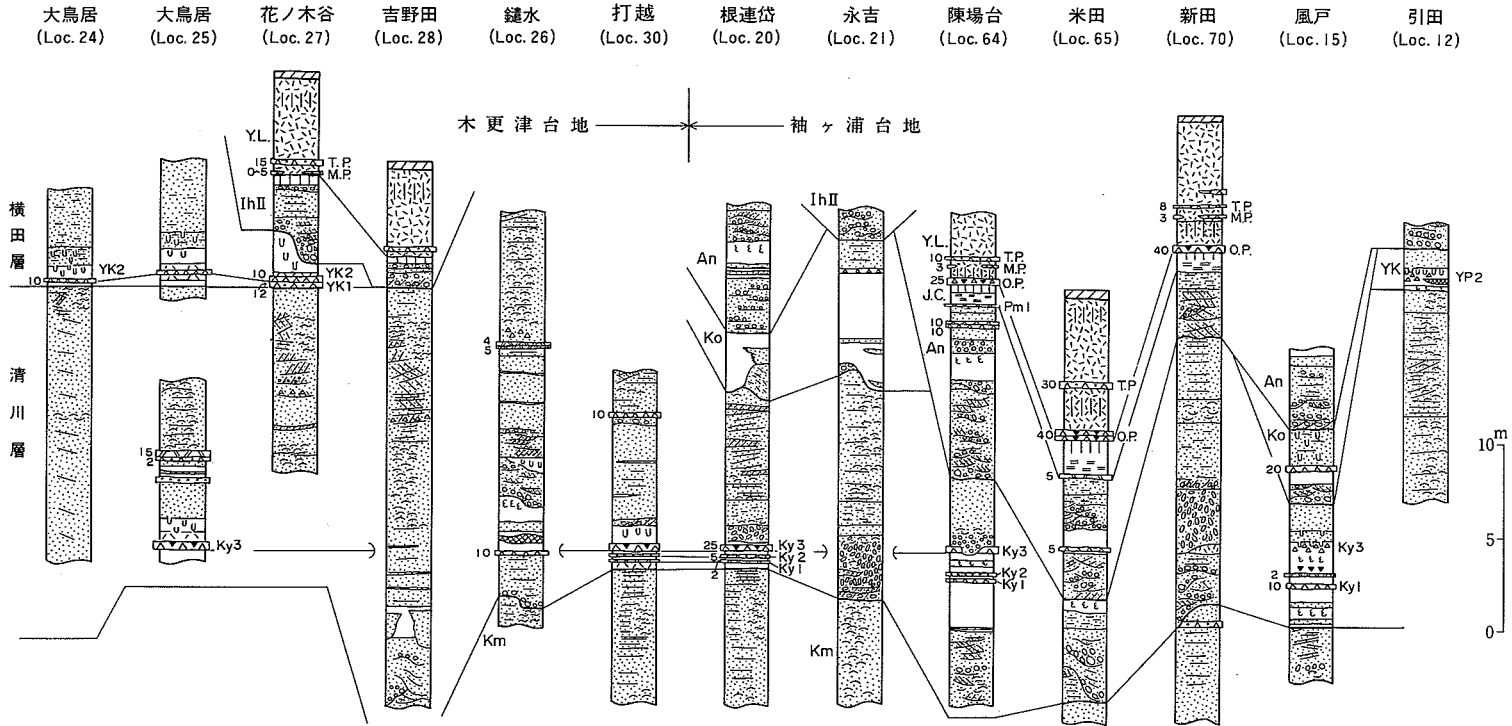
岩相及び層序 本層は一部の地域で砂礫層を伴う下部の泥層と上部の砂層からなる. 下部泥層 (厚さ 8-1.5 m) は凝灰質で多くのテフラが挟まれる (第 53 図). このうち上部の 3 層 (Ky 1, 2, 3) が連続性が良く, 最上部のスコリア及び岩片混じりの軽石 (Ky 3) は, 屈折率 (γ) のモードが 1.731 以上と他に類例の少ない高屈折率の斜方輝石を含む特徴がある. この Ky 1, 2, 3 を含む本層下部泥層は本地域に広く追跡できるが, その直下及び直上には層相変化が見られる (第 54 図). また上部の砂層にも層相変化が見られる.

模式地付近 (第 51 図 Loc. 24, Loc. 25) では, 本層は, 腐植物を多く含む下部の凝灰質泥層と厚さ 13-20 m の砂層からなる. この砂層は下部の貝化石を多量に伴う細粒砂層及び上部の斜交層理が発達する粗粒砂まじりの細—中粒砂からなる. 上部の砂層には, ヒメスナホリムシの生痕である白斑状化石生痕 (菊地, 1972) が含まれ, その上位を横田層の泥層が整合に覆っている. 本層の基底は, 模式地ではみられないが, 袖ヶ浦町打越付近 (Loc. 30) では, 上泉層の白斑状化石生痕を含む砂層を, 本層下部の凝灰質泥層が覆っているのがみられる. ここでは凝灰質泥層の層厚は約 210 cm である.

木更津台地の鎌水 (Loc. 26) 付近では, 本層下部は, 層厚 2-7 m のピート層を挟む泥層と斜交葉理の発達した礫混じり砂層との互層からなり, 5 m 以内の侵食面を伴う. 上部の砂層の岩相は模式地とほぼ同じである.

袖ヶ浦台地では, 陳場台—米田—新田地域に Ky1, 2, 3 層準直下に層厚 3-4 m の泥岩の偽礫を多く含む斜交層理の発達した砂礫層が分布し, 米田 (Loc. 65) では約 10 m に達する下位層の侵食がみられる. またこの付近では, Ky1, 2, 3 層準の直上に層厚最大 4 m に達するシルト岩の扁平な円礫からなる礫層がのる. 葉理が観察されることは少ない. 袖ヶ浦台地西部の根連岱, 永吉付近では, 本層上部の砂層は, 層厚 2 m 内外の塊状でやや泥質の細粒砂層とその上にある斜交葉理の発達した細粒砂層とからなり, 木下層以上の地層によって不整合に覆われる. 袖ヶ浦台地東部の引田 (Loc. 12) 付近では, 模式地付近とほぼ同じ岩相が見られる.

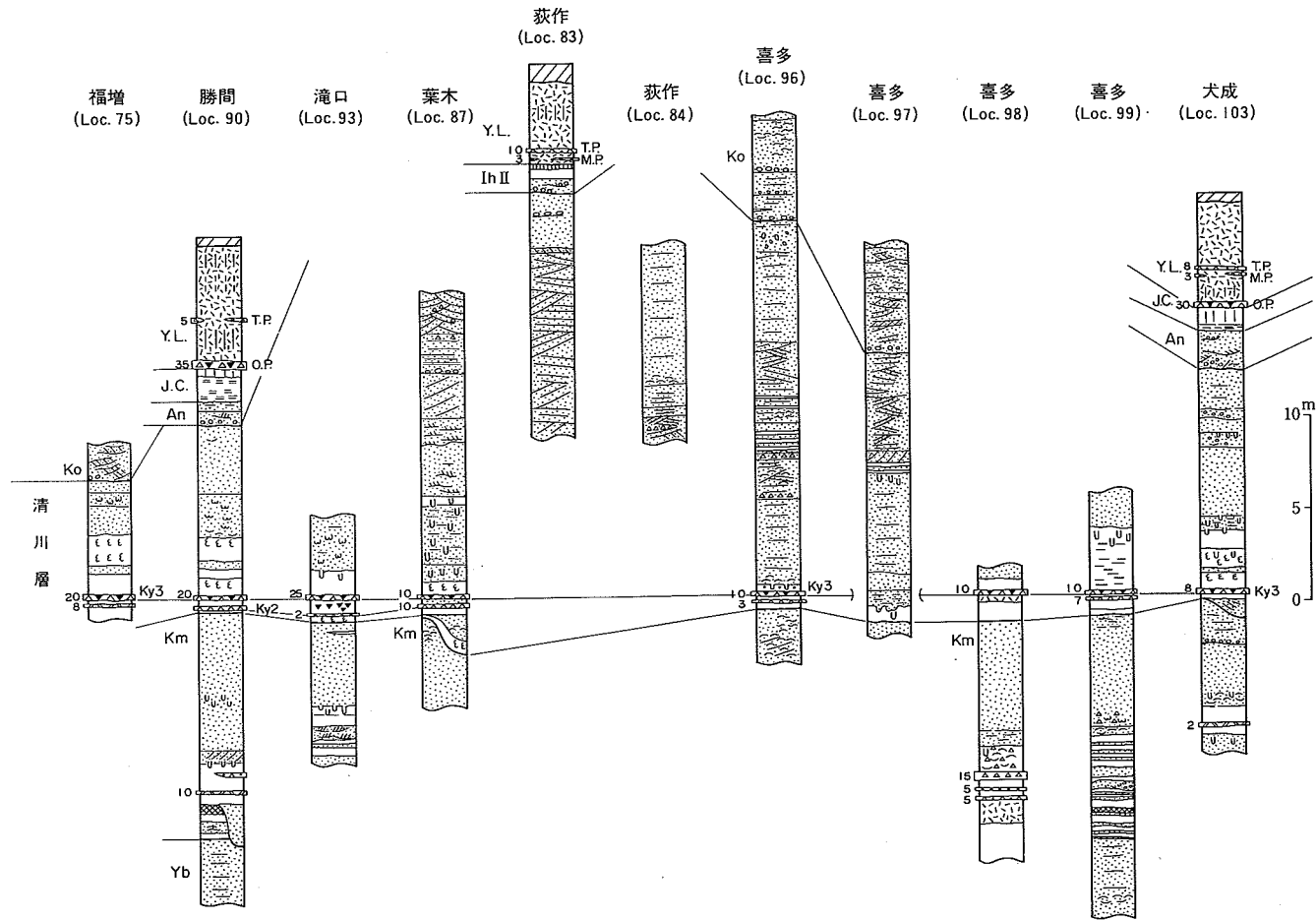
市原台地の本層は, 基底部にチャンネル性の粗粒砂を伴う場合があるが, 広く上泉層の砂層をほぼ整合的に覆っている (第 52 図). なお本地域北隣りの「千葉」地域に属する喜多では, 本層直下の上泉層最上部砂層にヒメスナホリムシの生痕が観察される. 市原台地では局地的な層相変化が見られるものの基本的には下位から上位へ次のような層序が見られる. Ky1, 2, 3 を含む下部凝灰質泥層, 泥質あるいは弱く成層した細粒砂層, 斜交葉理の発達した中粒砂混じりの細粒砂層及び弱く成層した細粒砂層. このうち葉木 (Loc. 87) では, 泥質砂層部の全体に砂管が含まれ最上部には層厚約 1 m の二枚貝を含む泥層



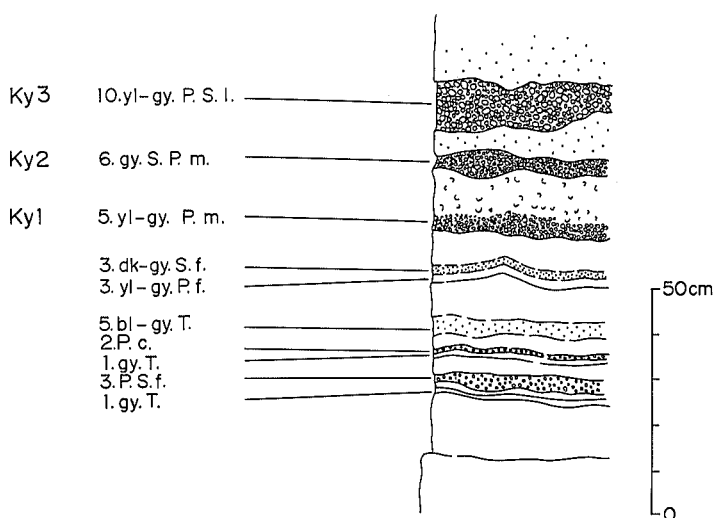
- | | | | | | |
|--|------------|--|------------|--|----------------|
| | 黒ボク土 | | 平行層理 | | 砂管 |
| | 風成スコリア質火山灰 | | 斜交層理 | | 白斑状生痕化石 |
| | 凝灰質粘土 | | 斜交層理 | | バイオターベーションが著しい |
| | 泥 | | 黒色帯及びブラック帯 | | 軽石 |
| | 泥質砂及び砂質泥 | | 泥炭及び腐植物質泥 | | 粗粒のスコリア |
| | 砂 | | 凝灰質層 | | 細粒ゴマシオ状火山灰 |
| | 礫 | | 植物茎状斑及び根状斑 | | 細粒火山灰 |
| | | | 貝化石 | | |

柱状図の左側の数字はテフラの厚さ (cm)
又記号は地層名の略号である。

第51図 養老川以西地域の清川層及び横田層の露頭柱状図



第52図 養老川以東地域の清川層の露頭柱状図 記号は第51図に同じ



第53図 下部清川層泥層中のテフラ群 (袖ヶ浦町打越, Loc. 30)
記号は、厚さ【数字 (cm)】、色 [yl: 黄, gy: 灰, bl: 黒, dk: 暗], 構成 [P: 軽石, S: スコリア, T: タフ],
平均粒径 [1: 1 mm, m: 1-0.5 mm, f: 0.5 mm 以下] を示す

が見られる。また斜交葉理部には、葉木 (Loc. 87)、荻作 (Loc. 84) など、砂鉄質砂層が挟まれ、喜多 (Loc. 96) ではヒメスナホリムシの生痕が観察される。

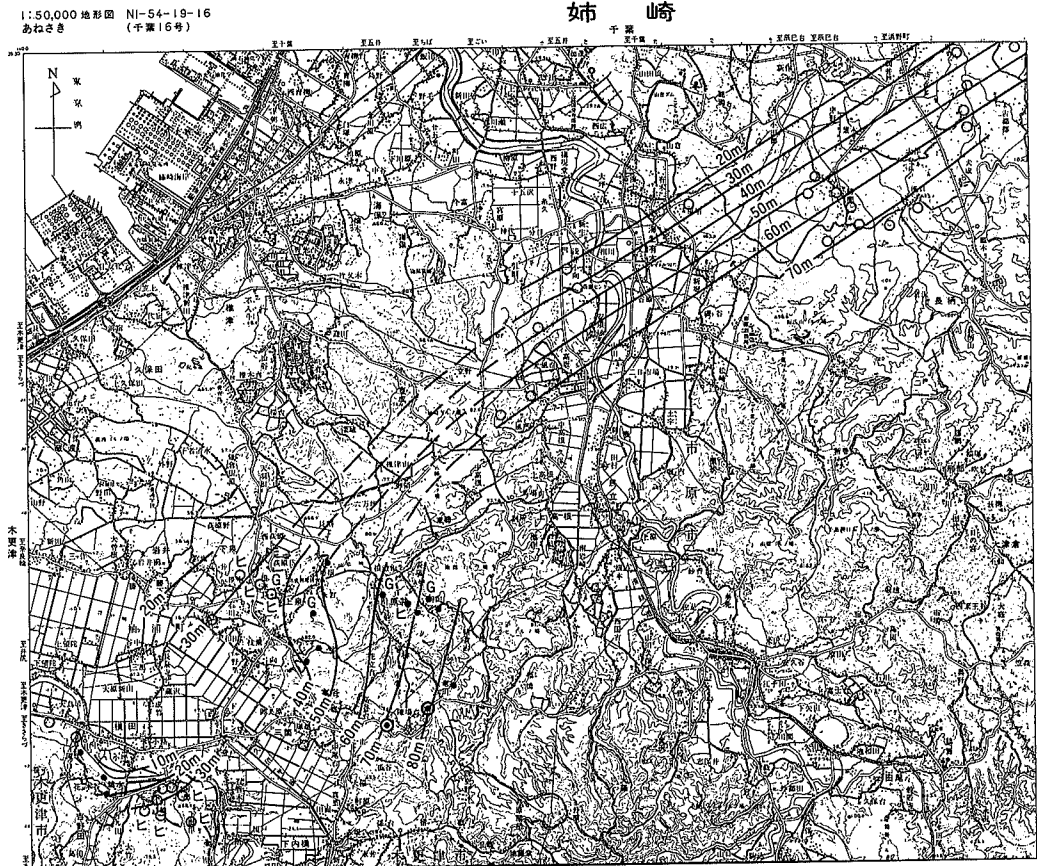
対比 従来清川層の基底は、下位層と著しい不整合関係にあるとされてきた (青木, 1971; 杉原ほか, 1978 など)。しかし米田付近では、清川層基底の侵食面が認められるものの、他地域では、清川層はほぼ整合に上泉層を覆っており、本地域で上泉層全体を侵食するような関係は認められない。

千葉県印旛沼周辺で、小島 (1959) によって下位から“瀬又”砂層、砂泥互層、含ヌマコダキガイ (?) 泥層、上岩橋砂層と呼ばれた層準のうち、含ヌマコダキガイ (?) 泥層には、屈折率 (γ) のモードが 1.731 以上である斜方輝石を含む軽石が含まれ、更に岩井戸では、岩相から Ky 1, 2, 3 に似たテフラが挟まれる。このことから、含ヌマコダキガイ (?) 泥層は下部清川層の凝灰質泥層に対比できる可能性があり、その直上の上岩橋化石帯 (三土, 1935) は、本報告の層序区分に基づくと清川層に含められる可能性がある。

Ky 3 は、杉原ほか (1978) によって大磯丘陵の TB-8 (町田ほか, 1974) に対比されている。

貝化石

清川層の貝化石を多産する地域として、大鳥居、滝ノ口、吉野田、上泉、引田等が良く知られている。青木ほか (1971) は、清川層に含まれる貝化石群集を上下 3 つに区分している。下部には、*Dosinia Japonica*, *Umbonium costatum*, *Maetra sulcataria*, *Callista chinensis*, *Batillaria zonalis* などが多く、中部は、密集した *Maetra sulcataria* 及び *Umbonium costatum*, *Tapes variegata* var., *Batillaria zonalis*, *Nenerita didyma* などで特徴づけられ、上部は *Glycymeris yassoensis* が最も優勢で、*Spisula sachalinensis*, *Tapes variegata* var., *Umbonium costatum*, *Sunetta menstrualis*, *Gomphina neastartoides*, *Gomphina melanaegis*, *Erodona amuransis*, *Anadara granosa bisenensis* などが普通に含まれる。



第54図 清川層基底の層相と高度分布図 「この地図は、国土地理院発行の5分の1地形図(姉崎)を使用したものである。」
1. 清川層基底等高線, 2. 清川層基底部に Ky3 が観察される露頭, 3. 清川層基底部が砂礫層となっている露頭, 4. Ky3 が観察され, かつ砂礫層となっている露頭, 5. 上泉層最上部に白斑状化石生痕が含まれる露頭, 6. 清川層下部泥層の直上の砂礫層が分布する露頭

IV. 5 横 田 層 (Yk)

命名 新称.

模式地 千葉県君津郡袖ヶ浦町大鳥居周辺.

層序関係 下位の清川層を整合に覆い, 木下層以上の地層に不整合で覆われる.

分布 本図幅地域で分布が確認されたのは, 模式地周辺及び引田付近である.

岩相 模式地の大鳥居付近では, 清川層のヒメスナホリムシの生痕を含む砂層上に, 本層の層厚2-3mの泥層及び4m以上の塊状の泥質砂層が重なる. 泥層の下部は腐植質で, 上部には砂管が多く見られる. またこの泥層には, 下部が明褐色の細粒軽石層 (Yk 1), 上部が黄灰色の径数mmの軽石層 (Yk 2) からなるテフラ鍵層が挟まれている.

対比 本層は本図幅に隣接する「木更津」図幅地域では、笹子部落の西側、菅生の南東の採砂跡地及びその向かい側の露頭に分布が認められる。

本層は、清川層と木下層の間に挟まれることから、上岩橋層に対比されるとも考えられるが、上岩橋層模式地周辺の上岩橋化石帯直下の泥層は、テフラから、清川層の下部の凝灰質泥層に対比され、上岩橋化石帯は清川層に対比される可能性がある。本層下部の泥質層は、佐倉市神門の“上岩橋化石帯より上位の泥層”（杉原ほか、1978）に対比されると考えられる。

IV. 6 木^き下^{おろし}層 (Ko)

命名 木下層は、横山 (1931) が、千葉県印旛郡印西町木下を模式地として、木下亜階として最初に用いた。模式地が本図幅地域から遠く離れているなどの問題があるが (第3図)、混乱をさけるためこの地層名を踏襲した。なお本報告の木下層は小島 (1959) の木下層にほぼ相当する。

模式地 千葉県印旛郡印西町木下。

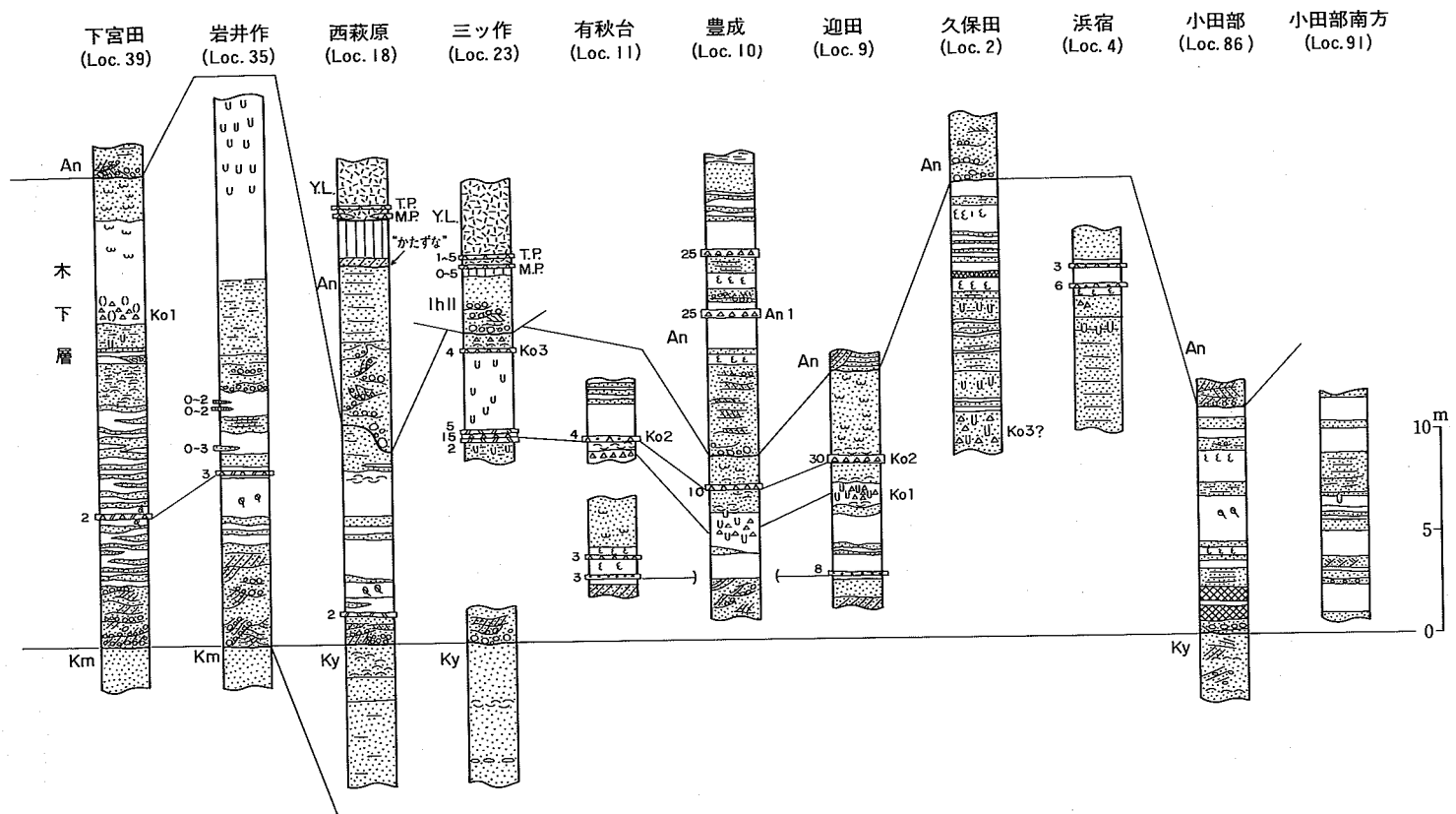
層序関係 横田層以下を不整合に覆い、中部常総粘土に整合に覆われる。

岩相 本図幅地域の木下層の分布域は、谷埋め状の産状を示す泥質堆積物を伴う地域と波食台上の堆積物と考えられる砂層のみからなる地域に分けられる。

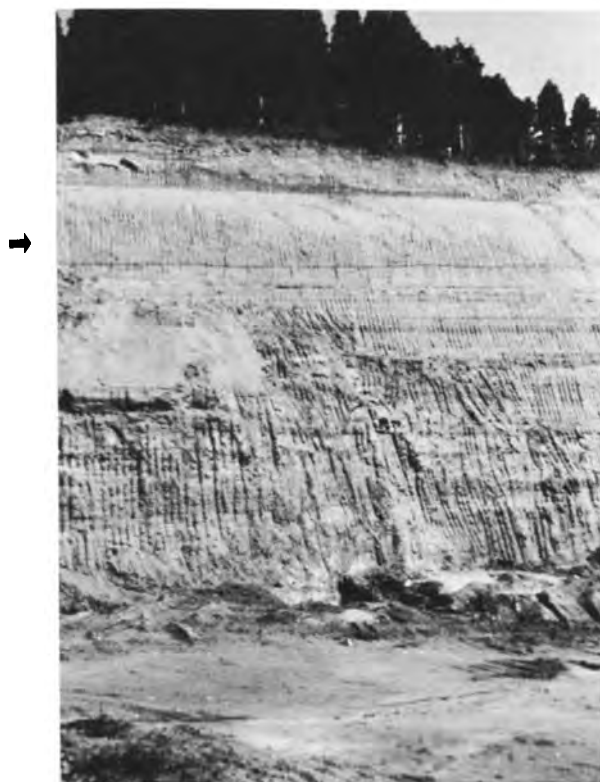
谷埋め堆積物は、木更津台地 (第56図)、袖ヶ浦台地及び市原台地西部に分布する。袖ヶ浦台地の本層の泥質堆積物は市原市豊成 (Loc. 10) 付近に模式的に発達する。ここでは下位より、斜交層理の発達した礫混じり砂層、腐植物混じりの泥層、砂管を含む砂質泥層及び下部に二枚貝の密集する泥質砂層が見られ、姉崎層に不整合に覆われている。このうち、砂質泥層及び泥質砂層にはそれぞれ径数 mm の軽石層が挟まれ、その下位のもの (Ko 1) は、杉原ほか (1978) によって大磯丘陵の T Au-12 に対比されている。泥質砂層の層準は、市原市不入斗、大曾根付近では厚さ 4 m 以上の泥層となり、姉崎層に覆われている。また袖ヶ浦台地の東京湾岸付近には、姉崎層の下位に泥の薄層を挟む砂層が分布し (第57図)、不入斗付近の泥層の上位に重なる層準と考えられる。袖ヶ浦町久保田 (Loc. 2) では泥層を挟む層厚 5 m 以上の砂層上に泥炭を含む厚さ約 1.5 m の泥層があり、更にその上位に厚さ 3.5 m 以上の砂泥互層がのり、上位の姉崎層の砂礫層に覆われている。

木更津台地の本層は、従来清川層の基底部に対比されてきたものの一部である。しかし、袖ヶ浦町下宮田で、Ko 1 (T Au-12) に対比される軽石層が見いだされる。清川層の砂層と近接して分布する地域では、泥層及び礫層が清川層の砂層と非連続的に産することから木下層の谷埋め堆積物が本図幅地域まで伸びていると考えられる (第58図)。下宮田付近では、基底部に斜交層理のある層厚 3-7 m の砂礫層が発達し、チャート、砂岩、石英斑岩などの亜円礫 (径 2-6 cm) を含む。その上位に砂層を挟む厚さ約 10 m の泥層が重なり、泥層の下部に、木片化石や泥炭層を産する。この泥層の上位には厚さ数 10 cm から約 2 m の小礫まじりの砂層がレンズ状に挟まれ、次いで基底部に Ko 1 (T Au-12) を挟む厚さ約 5 m の青灰色泥層が重なる。

市原台地の小田部付近では、清川層の上に、厚さ 1 m 程の基底礫層を伴った層厚 10 m 以上の砂泥互層がのり、下部に泥炭層を含む。この基底礫層は、小田部の南方 2 km 付近の谷に、厚さ 3 m 以上となっ



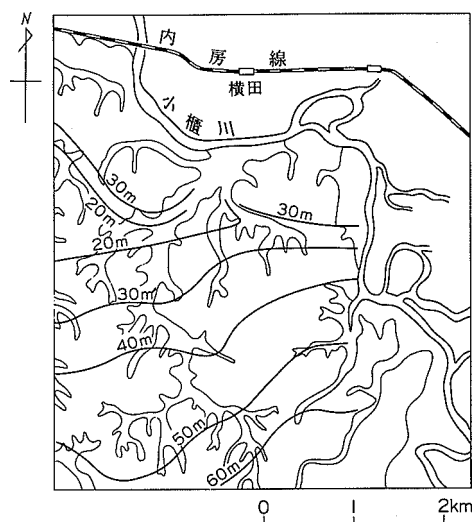
第55図 木下層の露頭柱状図 記号は第51図に同じ



第56図 木下層の谷埋め堆積物 (袖ヶ浦町下宮田)
矢印はKolの含まれる層準を示す



第57図 木下層の谷埋め堆積物の上に発達する砂層 (袖ヶ浦町浜宿)



第58図 木更津台地における木下層の分布
木下層基底高度の分布を示す

て連続的に追跡される。武土東方 (Loc. 76) の露頭では、本層の泥層の下部に Ko1 と対比される軽石が散在する。

一方、市原台地の北東部では、波食台上の堆積物の層相を示す砂層が、清川層、上泉層、藪層及び地藏堂層の各層を不整合に覆い、この地域の地形面を形成している (第59図)。この砂層は、間に挟まれる厚いテフラ層を境に、下部砂層及び上部砂層に区分される。この厚いテフラ層は、杉原ほか (1978) によって大磯丘陵の Kl_p テフラ群に対比されている。なおここでは、このテフラを木下層道脇寺テフラ群 (Ko-D) と呼ぶ。

下部砂層は平行葉理がよく発達した細粒砂層からなる。その下限付近には斜交葉理が観察され、粗粒砂混じりで、泥岩偽礫を伴うことがある。下

位の地層が類似の層相を示す場合には、下限が不明瞭になる。下部砂層は、上部にヒメスナホリムシの生痕を含み、波食台上に形成されたことを示している。下部砂層の層厚はおおむね 5-10 m である。

Ko-D は、多数の降下ユニットからなる軽石層で、一部は粘土化が著しく進んでいる。

上部砂層は、弱い平行葉理や斜交葉理が時々発達する塊状の中粒砂混じりの細粒砂からなる。やや雑色性で、中粒砂大の粘土化した軽石粒や黒色の小斑を伴うなどの特徴がある。なお市原市奈良付付近では、ヒメスナホリムシの生痕を含む砂層上に、軽石及び火山灰層を含む厚さ約 230 cm の泥層が分布するが、これは Ko-D を含む上部砂層の異相と考えられる。

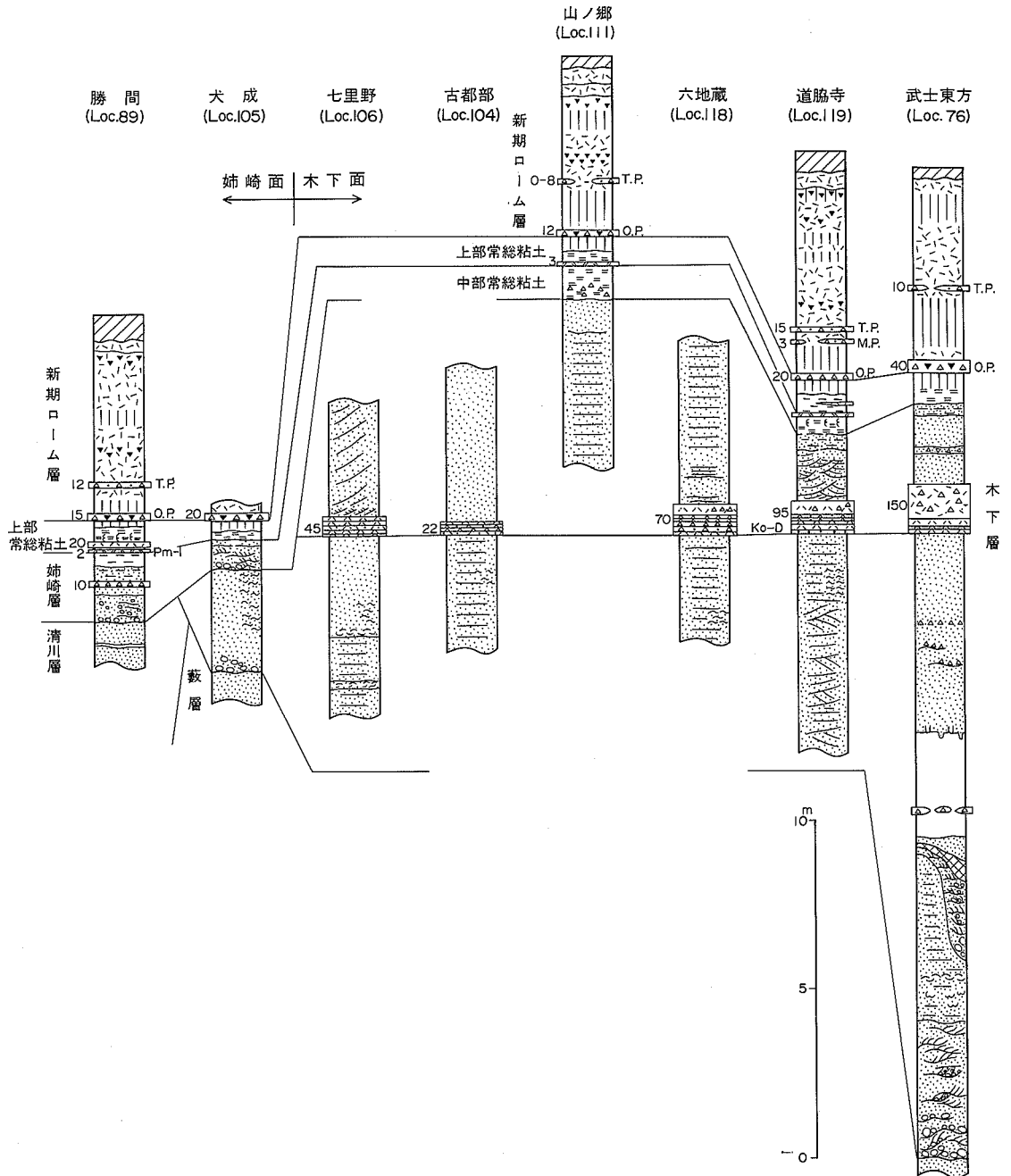
テフラ 木更津台地の本層には、径数 mm-1cm 大の軽石層が数層挟まれるが、層相変化が著しく、それぞれを肉眼的に識別することは困難である。このうち含まれる斜方輝石の屈折率 (γ) のモードが 1.722 を示す軽石層 (Ko1) は、本層の泥層の下部に見られることが多い。しかしながらこれとほぼ同じ層準で、斜方輝石の屈折率 (γ) のモードが 1.716 程度の軽石層がある (Ko2)。東京湾岸地域に分布する木下層の砂層の下部及び上部にも、軽石の密集する層準がある (Ko3, 4)。

杉原ほか (1978) は、Ko-D と Ko3, 4 を大磯丘陵の Kl_p に対比している。

上位の姉崎層との関係については常総粘土の項で検討する。

貝化石 木下層の貝化石の密集帯として、袖ヶ浦台地に広く分布する豊成貝化石層 (池辺, 1936) が良く知られている。

この貝化石層は、豊成一不入斗付近では、Ko1 を含む砂質泥層の直上の砂層中に観察される。*Pecten laqueatus* が優勢で、ほかに多くの種類の貝を産するが、寒冷種を含まないことで知られている。主な構成種を第3表に示す。



第59図 市原台地東部の木下層及び常総粘土の露頭柱状図 記号は第51図に同じ

第3表 豊成貝化石層の主な構成種 (池辺, 1936)

1. *Pecten laqueatus* SOWERBY
2. *Limopsis multistriata* (FORSKÅI)
3. *Meretrix meretrix* (LINNÉ) (下部)
4. *Cardium mulicum* REEVE
5. *Dentalium weinkauffi* DUNKER
6. *Lioconcha gordonis* (YOKOYAMA)
7. *Paphia euglypta* (PHILIPPI)
8. *Ringicula arcata* GOULD
9. *Joannisiella cumingi* (HANLEY)
10. *Dentalium yamakawai* YOKOYAMA
11. *Dosinia angulosa* PHILIPPI
12. *Aloidis venusta* (GOULD)
13. *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA
14. *Dentalium octangulatum* DONOVAN
15. *Barbatia yokoyamai* NOMURA
16. *Callista sinensis* (SOWERBY)
17. *Obortio rufocincta* (A. ADAMS)
18. *Brachytoma jeffreysi* (SMITH)
19. *Codakia contraria* (DUNKER)
20. *Arcopagia serricostata* (TOKUNAGA)
21. *Chlamys farreri nipponensis* KURODA
22. *Nassarius japonicus* (A. ADAMS)
23. *Cancellaria spengleriana* DESHAYES
24. *Umbonium moniliferum* (LAMARCK)
25. *Venus tiara* DILLWYN
26. *Anadara inflata* (REEVE)
27. *Batillaria zonalis* (BRUGUIÈRE)
28. *Polinices didyma* (BOLTEN)
29. *Fusinus perplexus* (A. ADAMS)
30. *Siphonalia fusoides* (REEVE)
31. *Dosinia japonica* (REEVE)
32. *Panope japonica* (A. ADAMS)
33. *Tellina vestalioides* (YOKOYAMA)
34. *Zozia abbreviata* (GOULD)
35. *Calliostoma shinagawense* (TOKUNAGA)
36. *Raëta yokohamensis* (PILSBRY)

IV. 7 姉崎層 (An)

命名 青木ほか(1970)が姉崎層とした層準の地層であるが、本報告では姉崎層と呼ぶ

模式地 市原市引田の採土場付近。

層序関係 模式地付近では、木下層以下の地層を不整合に覆い、上部常総粘土に整合に覆われる。本層の一部は木下層最上部と同時異相の可能性がある。

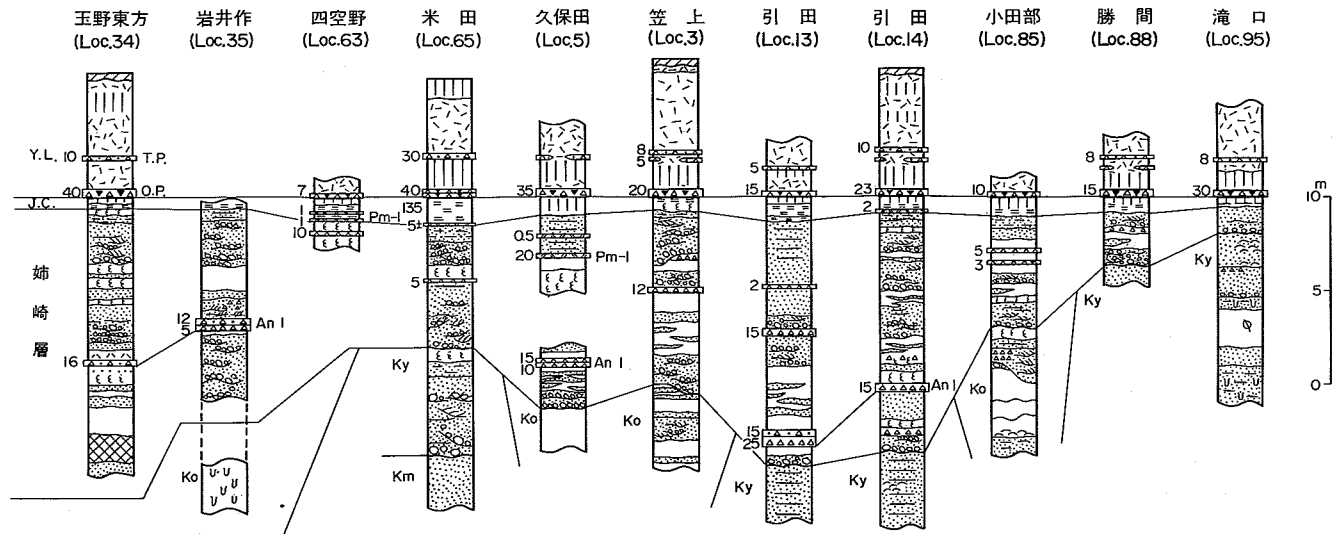
岩相 本層は木更津台地、袖ヶ浦台地及び市原台地西部に比較的厚く分布し、シルト岩の円礫が多い中礫混じりの砂層と泥層を挟む細粒砂層との2-4サイクルの互層からなり、最大層厚は約20mである(第60図)。本層には多くの軽石層が挟まれるが、一般に粘土化が著しく個々の対比が困難な場合も多い。このうち最下部の軽石層は比較的保存状態が良好で、また連続性も良い(An1)。An1は、厚さ40cm以下の径数mm-1cmの軽石層で中粒砂大のスコリアを含む。しばしば逆級化構造を示し、含まれる斜方輝石の屈折率(γ)はバイモーダルである、An1はその特徴からKmpテフラ群中の最下位のKmp-1に対比される。An1の層準は、一般に腐植質で、泥炭層を挟むこともある。

市原台地の勝間付近以東の姉崎層は極めて薄く、層相も他地域とは異なる。この地域では、層厚は1m前後で、小礫混じりの粗-中粒砂からなり、基底付近にシルト岩の礫を含むことがある。

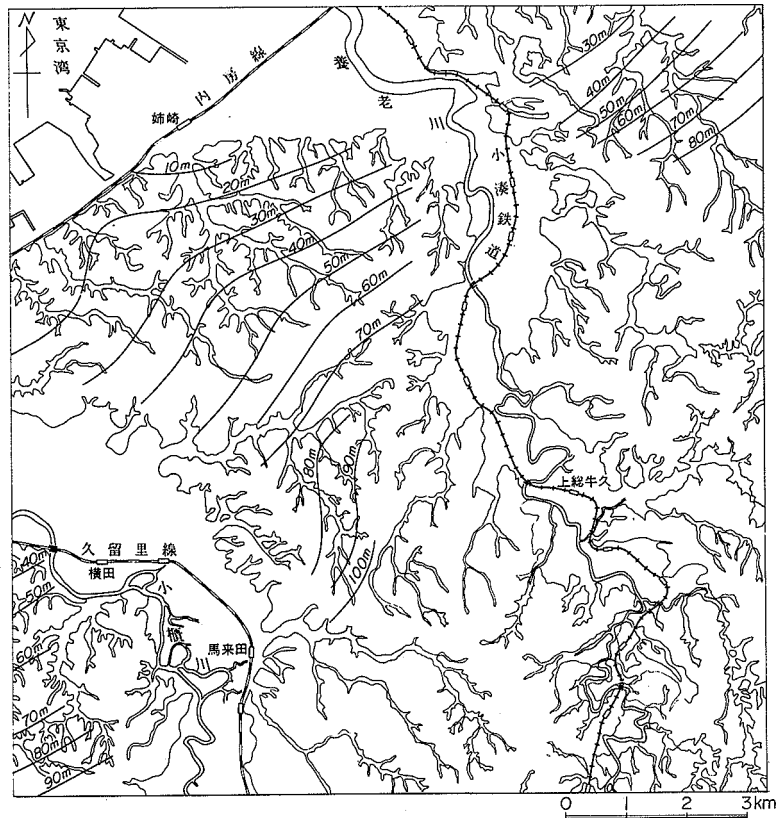
姉崎層の上には下限付近にPm1を含む常総粘土がのることが多い。なお東京湾岸地域(Loc.5)では、Pm-1の上位を更に層厚約2mの姉崎層の砂層が覆っている。

姉崎層は陸水域の堆積物であり、木下層以下の地層の上に侵食面を伴って分布するものの、東京湾岸地域でのその侵食量はわずかであり、この地域では、基盤の沈降に伴って累積するように堆積したものと考えられる。

木下層との関係は、常総粘土の項で検討する。



第60図 姉崎層の露頭柱状図 記号は第51図に同じ



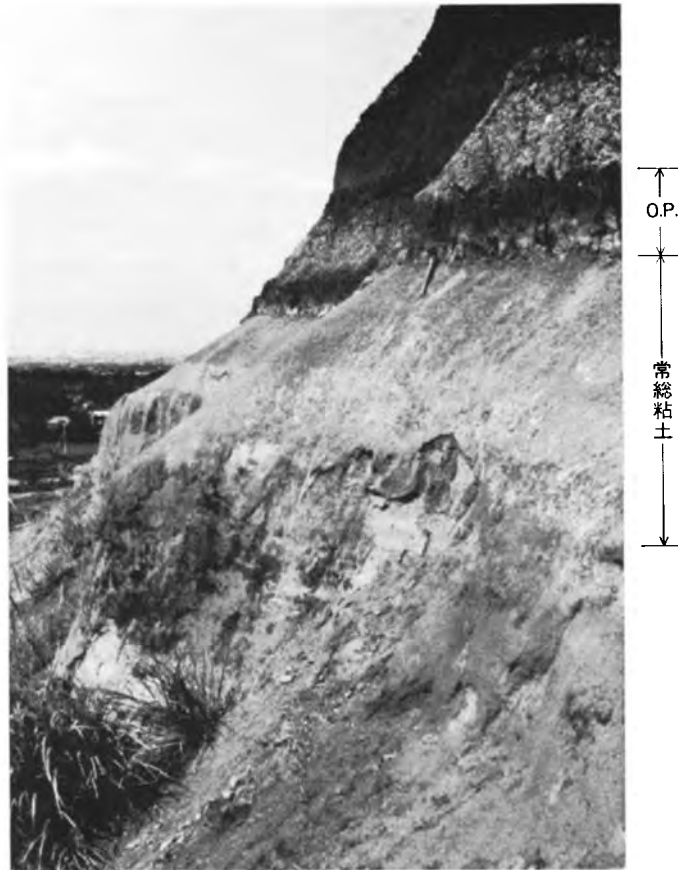
第61図 姉崎層の基底等高線図

IV. 8 常総粘土 (Jc)

地質図には示していないが、本地域の木下層及び姉崎層の上位には、新期関東ローム層との間に凝灰質粘土層が広く分布している。この凝灰質粘土層は、中村・福田 (1953) によって常総粘土層と呼ばれたものであるが、ここでは菊地 (1981) の常総粘土層、あるいは小玉ほか (1981) の常総層等との混乱を避けるため、“常総粘土”と呼んで記述する。

常総粘土はテフラを母材として著しく粘土化が進んだものと考えられる。従来常総粘土などと呼ばれたものは、そのテフラの降灰期から K1p, Kmp 及び Pm-1 以後武蔵野ローム降灰期直前までのものに区分でき、本報告ではそれぞれを下部、中部及び上部常総粘土と呼ぶ。しかし本報告では、これらの凝灰質粘土であっても、小原台軽石層 (O. P.) との間に泥層あるいは砂層等の水成層を挟む場合には、その水成層以下を木下層あるいは姉崎層とし、常総粘土とはしない。本地域では、下部常総粘土に相当するもの (Ko-D) は水成層に覆われており、木下層に含まれる。

木下層上には中部常総粘土の一部及び上部常総粘土が重なり、姉崎層上には、主として上部常総粘土

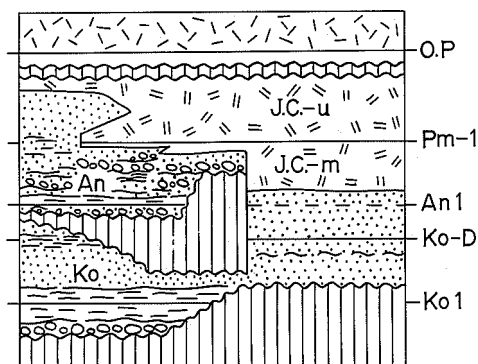


第62図 常総粘土 (市原市引田)

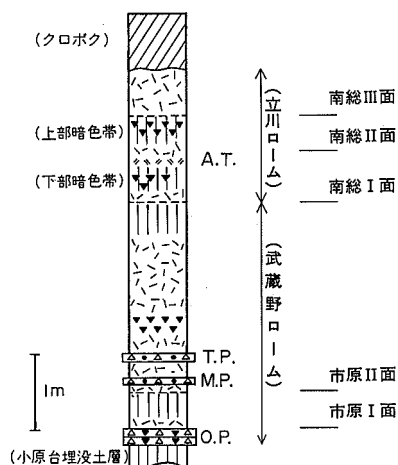
が重なる。しかしながら、木下層上の常総粘土が、姉崎層上のものと比較して、層相もよく似ており、木下層上のものが厚いとは一概には言えない。つまり両累層上の常総粘土は、共に厚さ数 10 cm-2 m 程度である。上部は、最上部の O.P. クラック帯と漸移する青灰色の粘土からなり、粘着力に富む。下部は比較的粗粒で、粘土化した軽石の粒が認められることがある。また下部には、褐色のいわゆる高師小僧や、褐色の植物の根状の斑、あるいは径数 mm-1 cm の黒色の斑点が観察されたり、更には全体にリモナイトバンドが発達していることがある。下限は、下位層と漸移的である。

常総粘土の形成過程については、従来から異なった種々の見解があり、それに伴って姉崎層と木下層の関係及び姉崎面と木下面の関係についても多くの議論がある。本報告では、常総粘土の形成過程は明らかにできなかった。しかし、次のような事実から、姉崎層の下部の一部は木下層の最上部と同時異相の可能性がある一方、木下面と姉崎面の形成時代には、ある程度の時間的間隙があると考えられる。

木下層の波食台の砂層の上部には、本地域では粘土化した軽石が多く含まれるものの、対比に使えるものは見いだされなかった。しかしながら、杉原(1978)及び菊地(1981)が本地域に隣接する「千葉」図幅地域で指摘しているように、Ko-D (K1p) の上位の砂層には Kmp が挟まれている。この Kmp を挟む



第63図 木下層・姉崎層及び常総粘土の関係を示す概念図



第64図 新期関東ローム層の標準柱状図

砂層は水成層と考えられ本報告では木下層に含めている。つまり木下層の最上部は、Kmp テフラ群最下部に対比される An1 の降灰期に対応し、木下層と姉崎層とは一部同時異相の関係にある。このような木下層と姉崎層の関係を概念的に示したのが第 63 図である。

次に、木下面と姉崎面の形成時代について考察する。両地形面が接する市原市犬成東方の谷では、東側は木下層が、西側は姉崎層が地形面を形成している。この両岸で、常総粘土の上限高度は、姉崎面の方が約 5m 程低い。両地形面分布地域の間で、このような高度差をもたらすような構造的変位は認められなく、この高度差は地形面の違いによるものと考えられる。また更にこの両岸を構成している地層の層相はほぼ同じであるにもかかわらず、東側の地形面は著しく開析されている。これらのことから、“姉崎面”の形成と“木下面”の形成との間には、ある程度の時間的間隙があると考えられる。

V. 新期段丘堆積層及び新期関東ローム層

本報告での新期関東ローム層とは、武蔵野ローム層と立川ローム層を合わせたものであり、小原台埋没土層の直上からいわゆる黒ボク土直下までのものをいう(第 64 図)。また新期段丘堆積層とは、その直上に新期関東ローム層を整合的にのせる段丘堆積層を一括したものであり、武蔵野ローム層と立川ローム層をのせる市原面及び立川ローム層のみをのせる南総面の堆積層に区分される。更に市原面は市原 I, II 面に、南総面は南総 I, II, III 面の時代の異なる段丘面に細分され、それぞれの構成層を、市原 I 段丘堆積層のように呼ぶ。新期関東ローム層については、地質図には塗色していないが、各段丘堆積層の項で、その上位に重なるローム層について合わせて言及する。

第 64 図に本地域の新期関東ローム層の標準層序を示す。なお「市原」段丘堆積層の名は杉村(1951)の「市原砂礫層」に、「南総」段丘堆積層の名は杉原ほか(1974)の「南総」面に基づく。市原 II 面は杉原ほか(1974)の市原面 II とほぼ同じであり、南総 I 面は杉原ほか(1974)の市原面 III の一部に相当する。南総 II 面及び南総 III 面は、それぞれ鹿島(1982)の南総 I 面及び南総 II 面に相当する。模式地は特に設定していないが、各層の模式的層序が見られる地点の柱状図を示した。

いちはら
V. 1 市原 I 段丘堆積層 (Ih I)

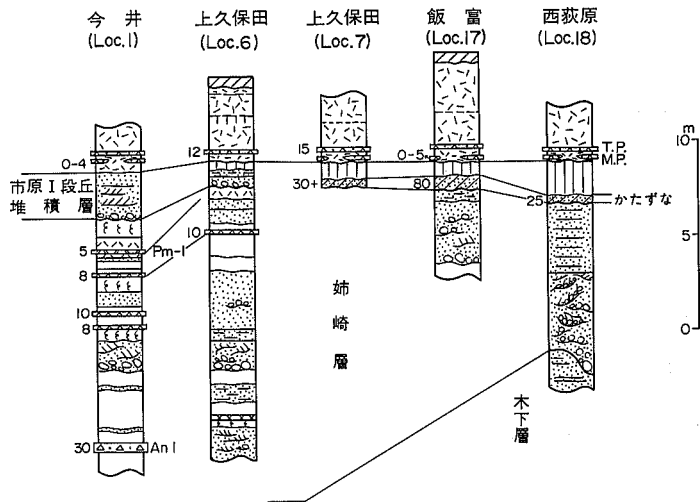
命名 杉原ほか(1974)の市原面 I の一部に相当するが、その層位については再定義する。

岩相・分布 袖ヶ浦台地の北西部には、上位にのる武蔵野ローム層の層序は後述の市原 III 段丘堆積層とほぼ同じであるが、段丘面高度は市原 II 面より約 7 m 高く姉崎面とほぼ同じである段丘面が分布する。この市原 I 段丘堆積層は、小原台軽石 (O.P.) 降灰期の段丘堆積層と考えられる。

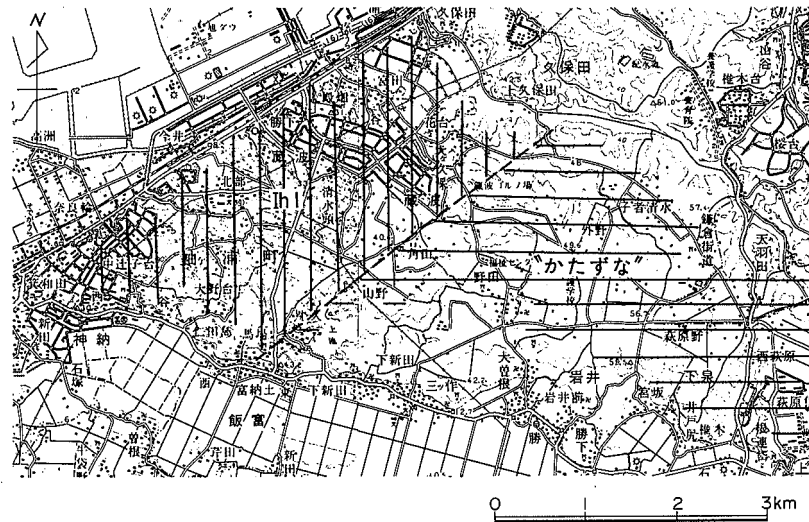
本層の模式的層序は、千葉県君津郡袖ヶ浦町今井付近で観察される。ここでは、基底部に泥岩中礫を含む層厚約 2 m の中粒砂からなり、小原台軽石 (O.P.) を欠き、三浦軽石 (M.P.) を含む武蔵野ローム層に覆われている。下位の姉崎層とは不整合関係にあるが、本層の直下に Pm-1 が挟在していることから、侵食量は極めて少ないと考えられる。

かたずな (硬砂)

市原 I 段丘堆積層の分布域の南側の姉崎層上には、O.P. を欠く武蔵野ローム層に覆われる厚さ 20-80cm の砂層が存在する。この砂層は、比較的淘汰の良い中粒砂層からなり、固くしまっている。また、その中には幅数 mm で縦にのびる白色物がたびたび観察される。関東平野中・北部の大宮台地や稲敷台地では、姉崎層と同時期のものとされる龍ヶ崎層と新期ローム層との間にこれと似た砂層が分布し、“かたずな”と呼ばれているところから、本地域でもこの砂層を“かたずな”と呼ぶことにする。この“かたずな”は、大宮台地では、常総粘土と同時異相あるいは、O.P. 直後のもの(堀口, 1982)とされている。本地域の“かたずな”は、その上位に O.P. が見られないことから、O.P. 降灰期以後の堆積物と考えられる。しかしこのかたずな分布域は、市原 I 面と同様、下新田付近の市原 II 面の地表面高度と比較して 7 m 以上高いが、周辺の O.P. が分布する姉崎面との高度差はほとんどない。前述したように市原 I 段丘堆積層は下位をほとんど侵食していないことから、市原 I 面及び“かたずな”分布域の地



第65図 市原 I 段丘堆積層及び“かたずな”の露頭柱状図



第66図 “かたずな” 分布地域 「この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図(姉崎)・(木更津)を使用したものである。」

形面は、姉崎面と密接な関係をもって形成されたと考えられ、小原台パミス降灰期かその直後の堆積物と考えられる。

なお本図幅では“かたずな”直下の砂礫層は姉崎層であることから、“かたずな”分布域は姉崎面に含め、地質図には塗色していない。

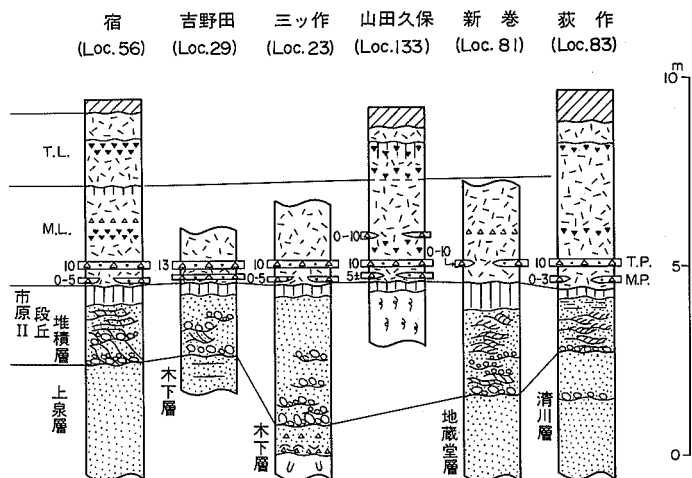
V. 2 市原Ⅱ段丘堆積層 (Ih II)

命名 杉原ほか(1974)の市原面Ⅱ、鹿島(1982)の市原面の構成層に相当する。

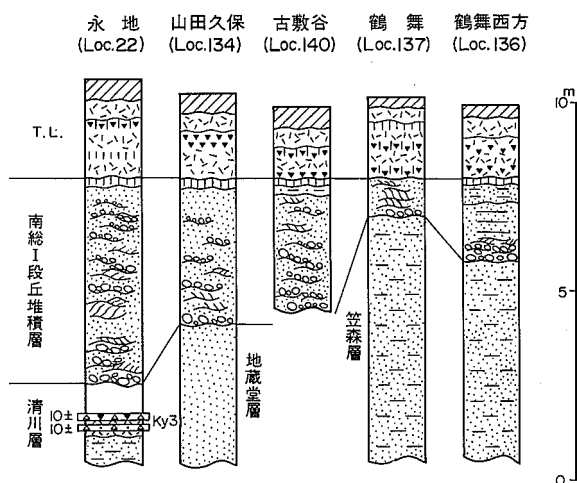
岩相・分布 本層は、三浦パミス(M. P.)を基底部に含む武蔵野ローム層に整合に覆われる河岸段丘堆積層である。一般に層厚2-4mの斜交層理の発達した中礫混じりの砂礫層からなり、上部はクラックの発達した暗褐色の粘土質泥層である。礫種はシルト岩の円礫と硬質礫からなり。後者は下位の姉崎層と比較してチャート、砂岩、石英斑岩などが多い。本層を整合に覆う武蔵野ローム層(厚さ3m前後)は、下位から、次の順序で重なる。(1)褐色ローム[0-5cm]、(2)スコリアを含む中粒砂大の軽石[0-5cm; M. P. (M. P. はレンズ状に挟在し、本地域の北東部では薄くなり識別が困難な場合もある)]、(3)褐色ローム[20-30cm]、(4)スコリアを含む中粒砂大の軽石[5-10cm; T. P.]、(5)上半部に径数mmのスコリアが散る褐色ローム[50-100cm]、(6)基底部に中粒砂大の軽石が散在する褐色ローム[100-150cm] (6)の上部はクラック帯となっており、立川ローム層によって不整合に覆われている。

V. 3 南総^{なんそう}Ⅰ段丘堆積層 (Na I)

命名 南総面は杉原ほか(1974)によるが、ここでは再定義し、その最上位面を南総Ⅰ面とし、その構



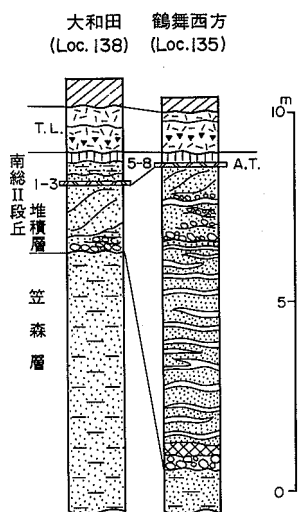
第67図 市原II段丘堆積層の露頭柱状図



第68図 南総I段丘堆積層の露頭柱状図

成層を南総I段丘堆積層とする。

岩相・分布 本層は下部暗色帯を含む立川ロームをのせ、武蔵野ローム層を欠く河岸段丘堆積層である。本層の模式的層序は市原市鶴舞付近でみられ、層厚 1-5 m で、径 3-5 cm の円礫を含む砂礫層からなる。ここでは、本層を整合に覆う立川ローム層は、下位より、(1) 径数 mm のスコリアが散る褐色ローム [15-30 cm ; 下部暗色帯], (2) 褐色ローム [20-40 cm ; 中部明褐色ローム帯], (3) クラックを伴い径数 mm のスコリアが散る褐色ローム [10-40 cm ; 上部暗色帯], (4) 褐色ローム [10-50cm], (5) 明褐色で比較的さらさらしたローム [20-80cm ; ソフトローム帯] に区分される。本地域の立川ローム層は、模式的にはこのように区分されるが、暗色帯は露頭条件によっては不鮮明になる。また、クラックの発達する層準もある程度の違いがある。さらに下部暗色帯中のスコリアを欠くこともある。



第69図 南総Ⅱ段丘堆積層の露頭柱状図

V. 4 南総Ⅱ段丘堆積層 (Na II)

命名 再定義. 鹿島(1982)の南総Ⅰ面の構成層に相当する.

岩相・分布 本層は立川ローム層の上部暗色帯以上をのせる河岸段丘堆積層である(第69図). 本層には, 市原市大和田(Loc. 138)及び石川(Loc. 135)付近で厚さ8cm以下のガラス質火山灰層が挟まれているのが観察される. このガラス質火山灰層は始良一丹沢火山灰層(A.T.)に対比され, 約22,000yB. P. 前後に形成されたものである. 石川(Loc. 135)では, 本層の層厚は約8mに達し特に厚い. ここでは下位から(1)材化石を含む径3-5cmの礫からなる礫層(厚さ30cm), (2)全体に腐植質混じりの泥と細粒砂層の互層(厚さ5.5m), (3)厚さ約1mの砂礫層, (4)厚さ20cmの泥層, (5)基底に礫層を伴う80cmの砂層, (6)暗褐色のクラック帯からなる.

V. 5 南総Ⅲ段丘堆積層 (Na III)

命名 再定義. 鹿島(1982)の南総Ⅱ面の構成層に相当する.

岩相・分布 本層は, 立川ローム層最上部のソフトローム帯のみをのせる河岸段丘堆積層である. 木更津市赤坂(Loc. 54)の本層は, 下位から, (1)層厚約3-50cmの中礫を多く含む斜交層理の発達した砂礫層, (2)層厚約1mの塊状でやや泥質の細粒砂層, 及び(3)約25cmの暗褐色のクラック帯からなり, 上位を層厚約40cmの立川ローム(ソフトローム帯)に覆われている(第71図)

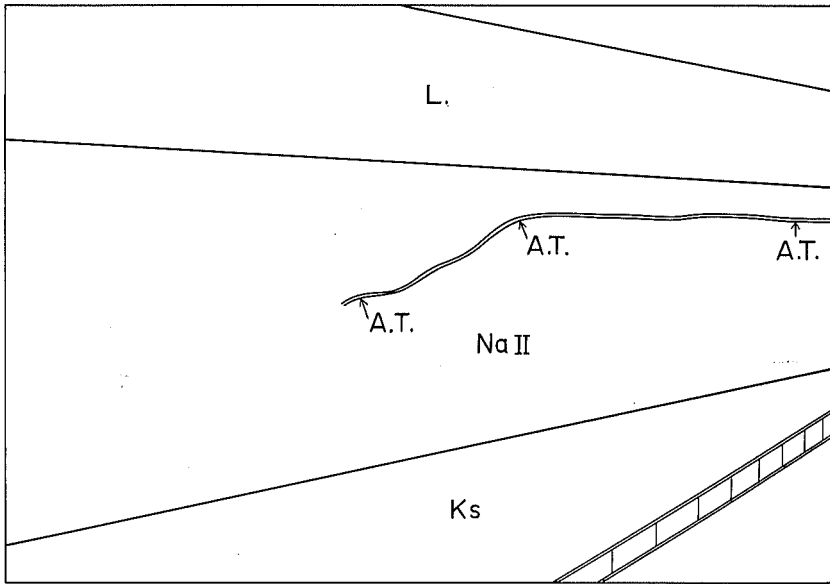
VI. 久留里段丘堆積層及び沖積層

VI. 1 久留里段丘堆積層 (Kr)

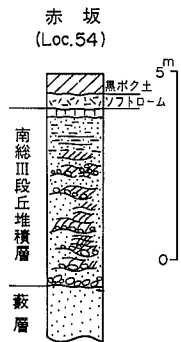
養老川及び小櫃川付近に分布する段丘面のうち新期関東ローム層を欠く段丘面は, 鹿島(1982)によって久留里段丘面群と呼ばれ, 5つの面に区分されている. このうち最高位の久留里Ⅰ面は, 腐植層(黒ボク)をのせる面であるが, 久留里Ⅱ面以下は, 土壌の発達が未熟であるとされている.

本報告では, このうち久留里Ⅰ面, Ⅱ面及び久留里Ⅲ面の一部を構成する層のみを一括して久留里段丘堆積層として塗色し, 他は沖積層に含めている. つまり, 地形面区分図に示したように久留里Ⅰ面・Ⅱ面及び上・中流域の久留里Ⅲ面の構成層は, 上総層群に対する侵食段丘であるが, 下流域の久留里Ⅲ面は堆積段丘面(沖積面)となっており, 構成層は沖積層に含めている. また, 久留里Ⅳ, Ⅴ面は, 本地域では, 主として沖積層に対する侵食段丘として分布し, その構成層は沖積層として塗色している.

養老川付近に分布する段丘面の地表面高度を, 市原市古敷谷と海士有木を結ぶ線に投影したのが第74



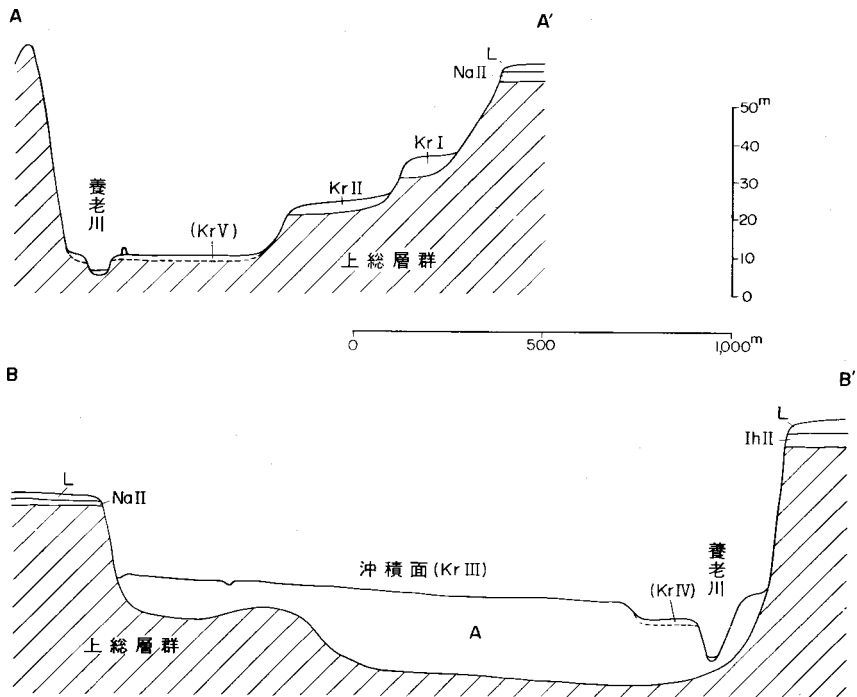
第70図 南総Ⅱ段丘堆積層中の A.T. (市原市大和田, Loc.138). 下図はスケッチ図.



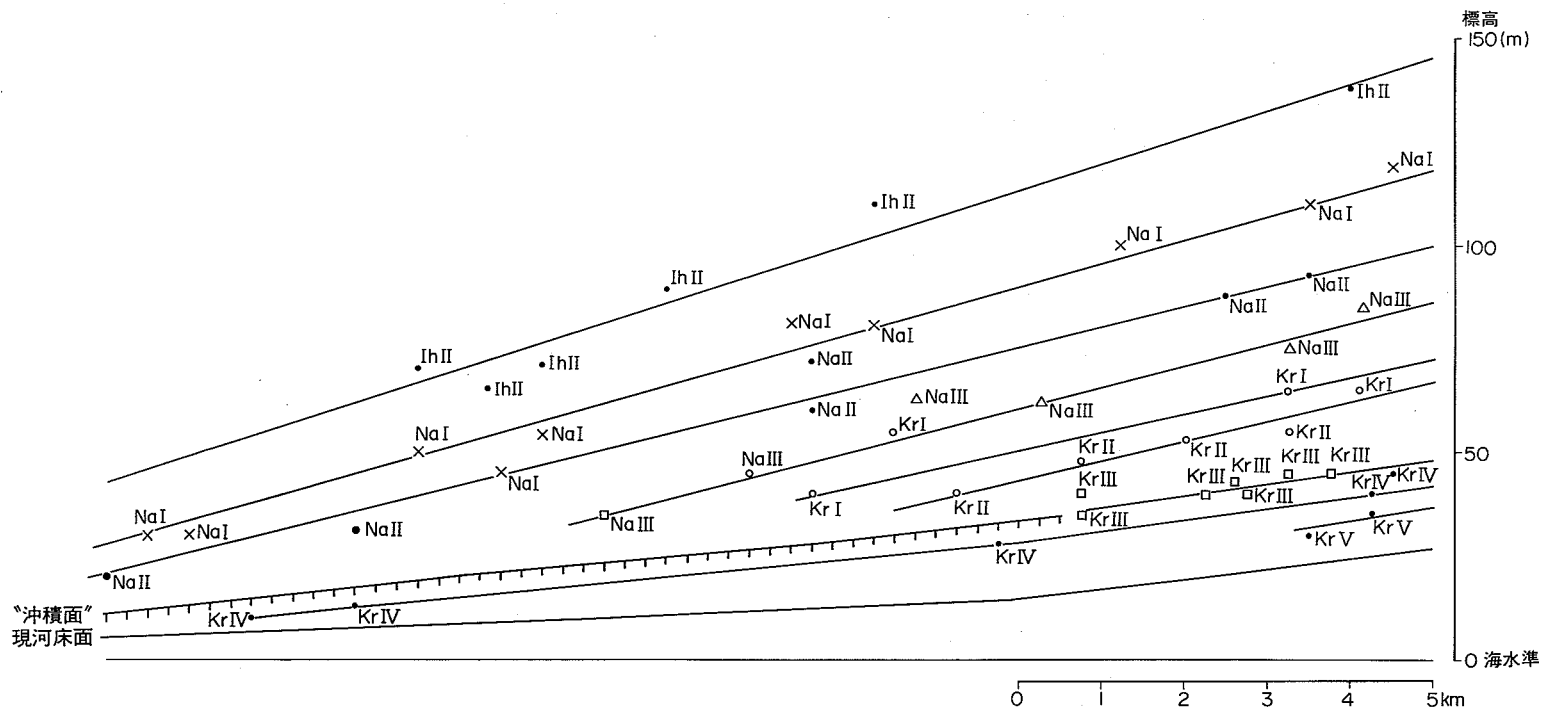
第71図 南総Ⅲ段丘堆積層の露頭柱状図



第72図 養老川河岸の久留里面及び南総面の遠望
 市原市高滝神社付近から大和田の河岸段丘を望む。手前から養老川, 久留里V面【KrV】(標高約30m), 久留里III面【KrIII】(標高約40m)及び南総II面【NaII】(標高約85m)



第73図 久留里面の分布形態を示す断面図 断面の位置は付図第1図に示す



第74図 養老川付近の段丘面高度分布図

図である。古敷谷付近では、久留里Ⅲ面と現河床との高度差は20 m以上に達しており、この付近が完新世以降も隆起が継続していることを示している。

VI. 2 沖 積 層 (ar, al, ac, ab, a)

本報告では、丘陵及び台地等を開析する谷の谷底、あるいは、海岸付近の低地を埋積する未固結の地層を沖積層とする。なお完新統のうち、久留里Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ面の構成層のうち上総層群に対する侵食段丘となっているものは久留里段丘堆積層として別記したが、それ以外の久留里段丘面の構成層は、沖積層に含めて塗色している。また新期ローム層の上位等に発達する黒ボク土は、土壌生成作用の産物として沖積層には含めていない。

沖積層は、養老川及び小櫃川沿いの沖積低地に主として分布するほか、丘陵及び台地の開析谷の谷底に分布する。層厚は養老川河口近くの埋立地付近で最大40 m以上に達する。

なおここでは、主として養老川及び小櫃川付近に分布する沖積低地を埋め立てて分布する堆積物を**沖積谷埋積堆積物**とし、小櫃川、養老川の沖積低地の表層、及び丘陵・台地を開析した谷の谷底に分布する沖積層を**沖積表層堆積物**と呼んで記述する。

沖積谷埋積堆積物 養老川河口付近の沖積層については、建設省計画局東京湾総合開発協議会(1970)、及び千葉県開発庁臨海開発局(1974)等の資料があり、また貝塚ほか(1979)及び鹿島(1979)等によって、その分布構造及び形成史について検討されている。

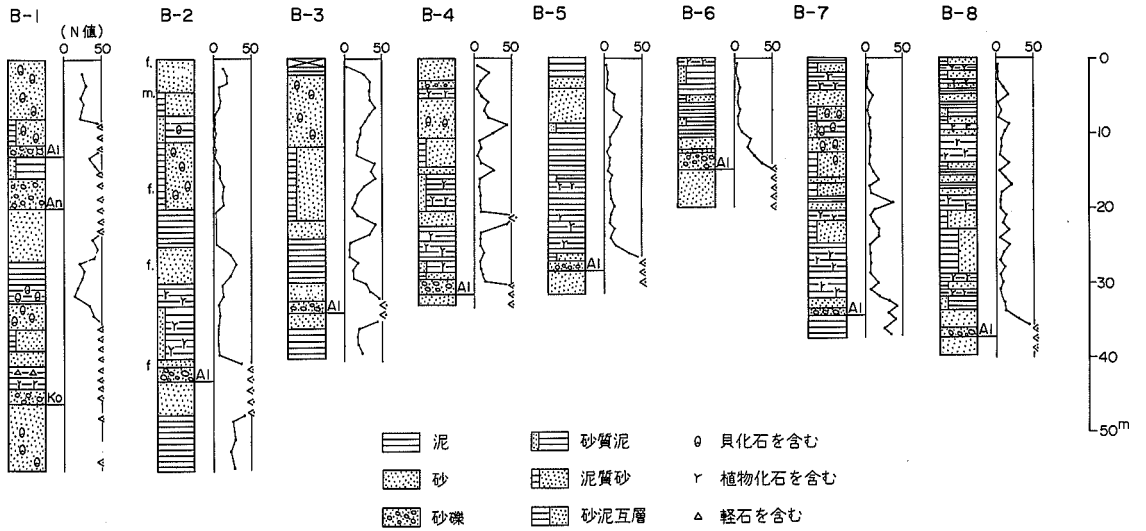
これらの資料に最近のボーリング資料を加えて作成したのが第76図である。養老川沖積谷の最深部は市原市西青柳付近を通りほぼ東西方向に分布し、堆積物の層厚は、埋立地付近で最大40 m以上に達する。この付近の沖積層は、下部の層厚1-2 mの細礫まじりの砂層、中部の砂・泥層及び上部の砂層に3分される。中部の砂泥層は、一般にN値が20以下で10以下も含む極めて軟弱な地層であり、その中下部に挟まれるN値20以上の砂層を境に下位は腐植物質で、上位には貝殻片が多く含まれている。上部の砂層は、深度6-12 m以浅に分布し、貝殻片を多く含む細粒ないし中粒砂からなる。N値はほぼ10以上で40を超えることもある。

この上部の砂層は、東京湾岸の地域に広く連続して分布し、市原市姉崎付近の埋立地(第75図B-1)では、洪積層を直接覆っている。

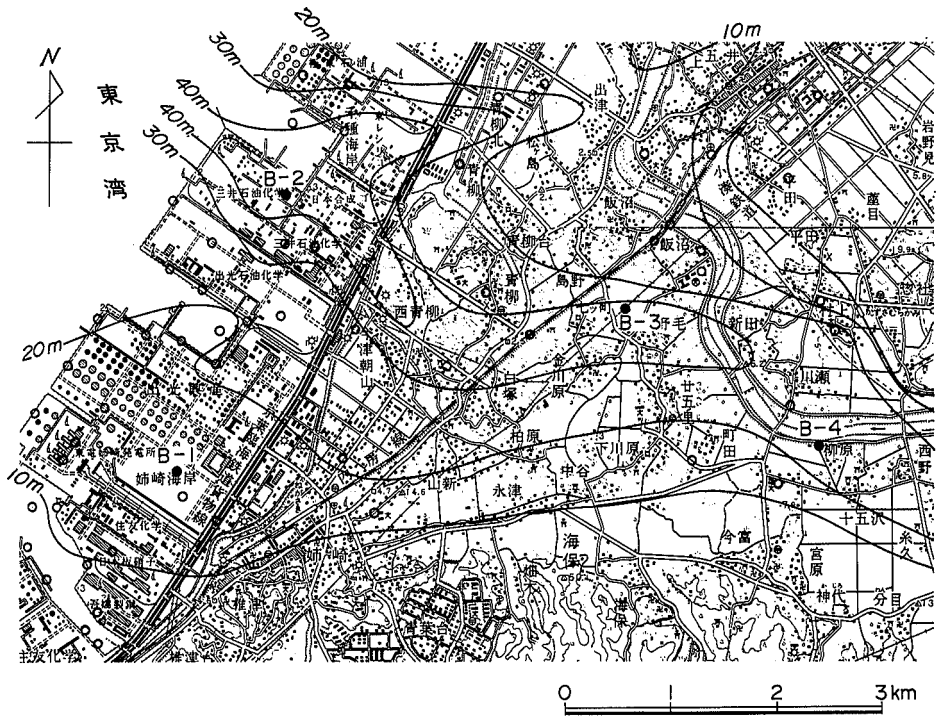
市原市新生付近から内陸側では、沖積谷埋積堆積物は海岸側のものより全体に泥質で腐植物に豊み、N値も低い。

小櫃川沖積谷埋積堆積物は、望陀付近で最大層厚30 m以上である。この付近では、養老川河口付近と同様の層序が認められるが、上部は腐植物を含む泥質層であり、地表付近はN値の低い軟弱層をなす。下内橋付近では、全層準に腐植物を含む砂泥層が分布する。

沖積表層堆積物 本図幅では、沖積表層堆積物を低湿地堆積物(ab)、浜堤堆積物(ar)、旧河道堆積物(ac)、自然堤防堆積物(al)及び現河床堆積物に区分し、これらのうち現在の地表面における分布を示した。低湿地堆積物として一括したものには、沖積低地の後背湿地堆積物、台地・丘陵を開析する谷の谷底低地及び沖積段丘の一部(久留里Ⅳ・Ⅴ面)の構成層を含む。



第75図 沖積層の主なボーリング柱状図 ボーリングの位置は付図第1図に示す



第76図 養老川河口付近の沖積層基底等高線図

「この地図は国土地理院発行の5万分の1地形図(姉崎)及び(千葉)を使用したものである.」白丸は本図作成に使用したボーリング位置, 黒丸は第75図のボーリング位置を示す

本地域では、谷底低地の沖積層は主として泥質層からなる。後背湿地堆積物は養老川河口付近では、厚さ1m内外の泥層からなり、内陸側では、沖積埋積堆積物と連続する泥層からなる。沖積低地には、砂層からなる微高地が分布し、成因から浜堤堆積物及び自然堤防堆積物に区分できる。自然堤防堆積物は中粒ないし細粒砂層からなるが、浜堤堆積物はより粗粒の砂層から構成されている。旧河道堆積物は、養老川河口付近では、上部が厚さ1m内外の泥層、下部が小礫混じりの砂層からなる。なお本図幅で旧河道としたものには、人為的な河道の切りかえによるものも含んでいる。

VII. 地 質 構 造

VII. 1 波 曲 構 造

本地域の上総層群及び下総層群の地層の傾斜は非常に小さいため、これら両層群の正確な地質構造を求めるためには、面的に多くの地点において、各種地層の標高をハンドレベルなどにより正確に決めていく必要がある。このような方法によって、本地域に分布する上総層群及び下総層群に含まれる各種地層の境界及び主要なテフラ鍵層の等高線図を描いたのが第77図である。この図から、上総・下総層群の基本構造が北西方向に緩やかに傾く単斜構造であり、その一般走向が北東-南西であることが分かる。また、各等高線間の間隔が上位の地層ほど広がっていることから、上位の地層ほど傾斜が緩くなっている傾向が明瞭に読み取れる。

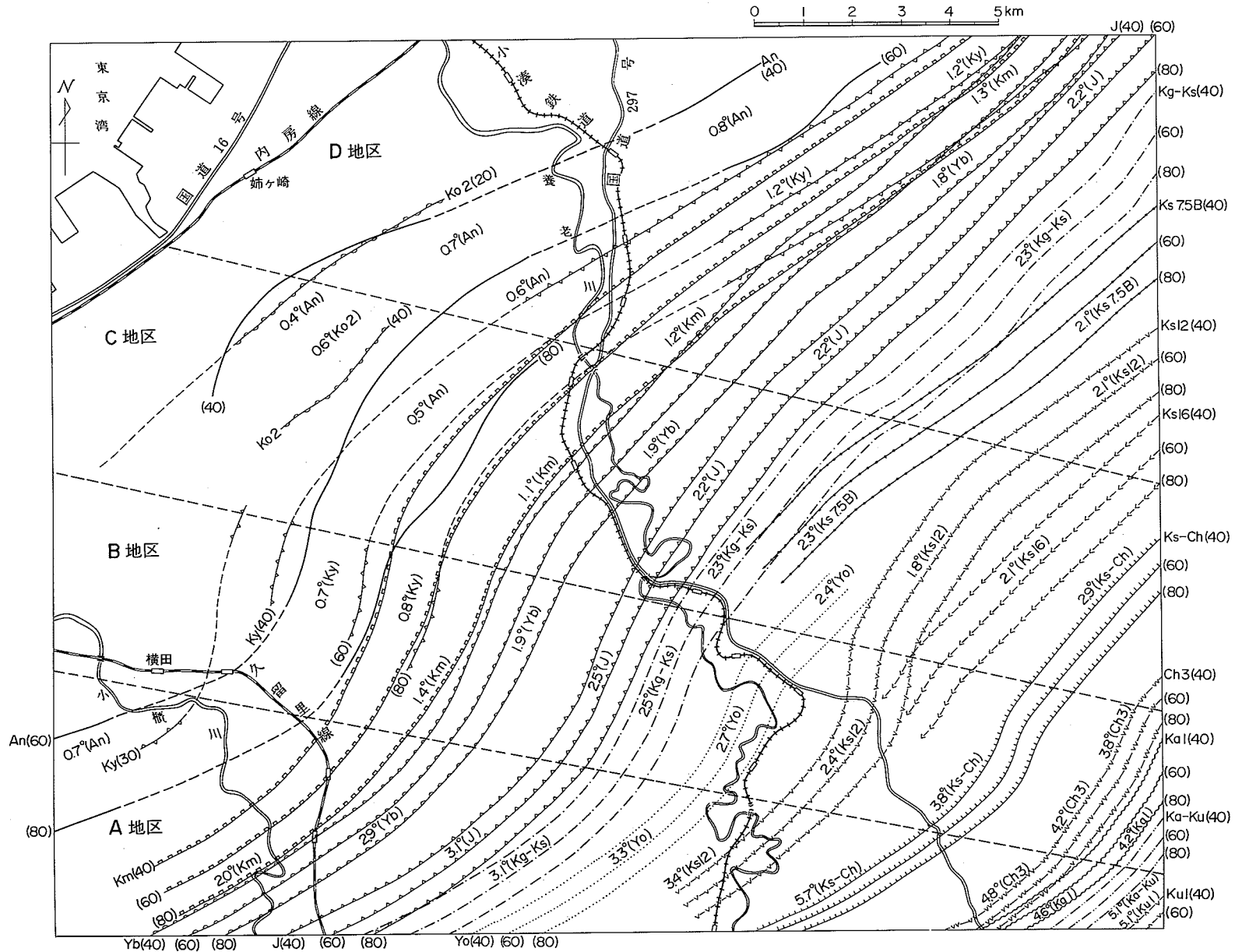
本地域の地質構造を第77図から更に細かく検討すると、本地域中央部を西北西-東南東ないし東西方向に伸びるゆるやかな波曲構造が認められる。この波曲構造により、本地域をここではA-Dの4地区に区分する。このうち、長南町南部から小櫃川北側の沖積低地帯を通り小櫃川河口の三角州地帯へと西北西-東南東方向に伸びるB地区は、南落ちの波曲構造の南翼部にあたる。B地区の北側には、弱い隆起部が、長南町北部から袖ヶ浦台地を通る西北西-東南東方向に伸びる地域(C地区)に認められる。C地区とその北側のD地区との境界は、C地区の地層が走向を北東-南西方向から少し東寄りに変えるところに相当するが、南側のB地区にみられるような明瞭な翼部は観察されない。

上総層群及び下総層群の地層の傾きは、一部の例外を除くと、各地区とも上位の地層ほどより緩くなる傾向が認められる。次に各地区ごとに地層の傾斜を比較すると、B地区の南側のA地区では傾きがより急になり、北側(C・D地区)に比べて1.5倍前後の値を示す。また弱い隆起部となっているC地区では最も傾きがゆるくなる傾向が認められる。

このように本地域の上総層群及び下総層群は、いずれも6度から0.4度前後の傾きで北西方向に傾き、一般に上方へほぼ連続的に緩くなっている。また、この一般構造に斜交して、西北西-東南東ないし東西方向の弱い波曲構造が観察される。これをここでは**袖ヶ浦波曲構造**と名づけておく。

第77図 「姉崎」地域地質構造図

地層境界及び主要テフラ鍵層の等高線図で、括弧内の数字は標高(m)を示す。Ka-Ku:柿ノ木台-国本層境界, Ks-Ch:笠森-長南層境界, Yo:養老砂層上面, Kg-Ks:金剛地-笠森層境界, J:地藏堂層下部-上部境界, Yb:藪層下部-上部境界, Km:上泉層下部-上部境界, Ky:清川層下部-上部境界, An:姉崎層上面(常総粘土との境界)。ほかの記号はテフラ鍵層名

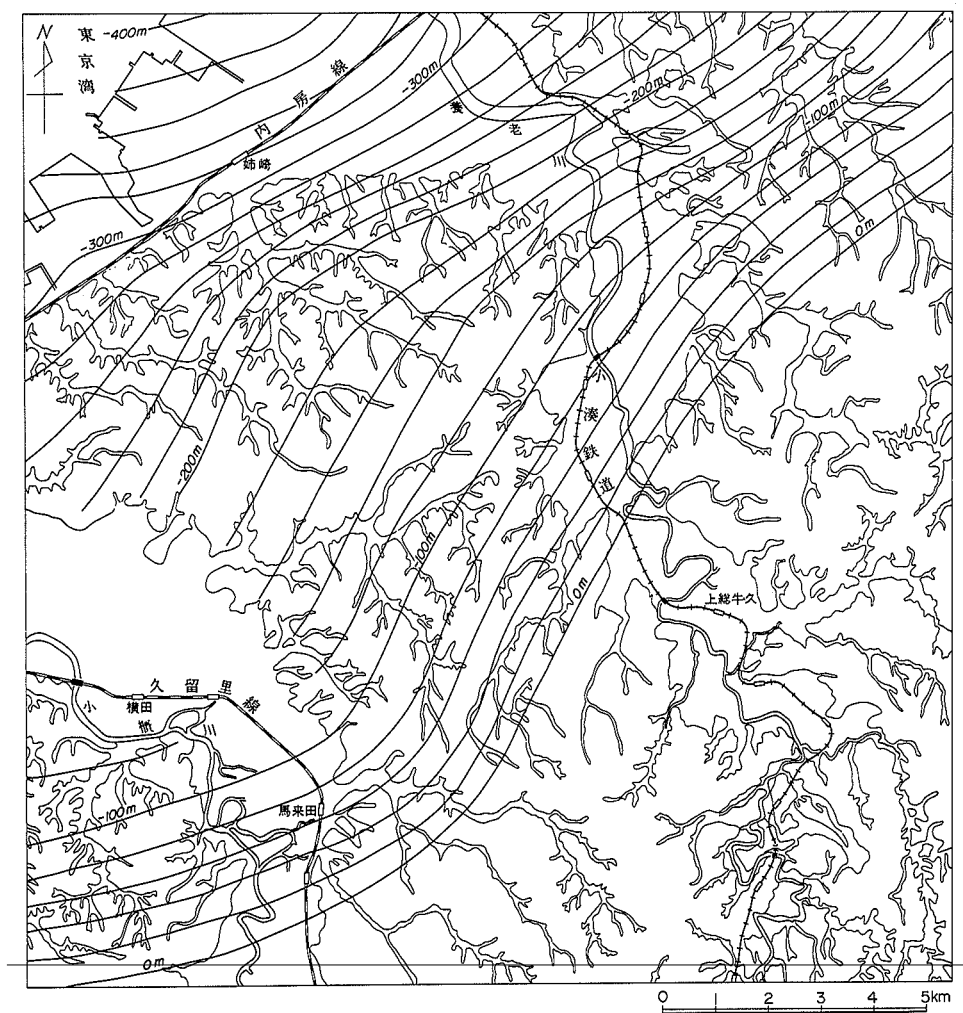


第77図 (図説は前ページに有り)

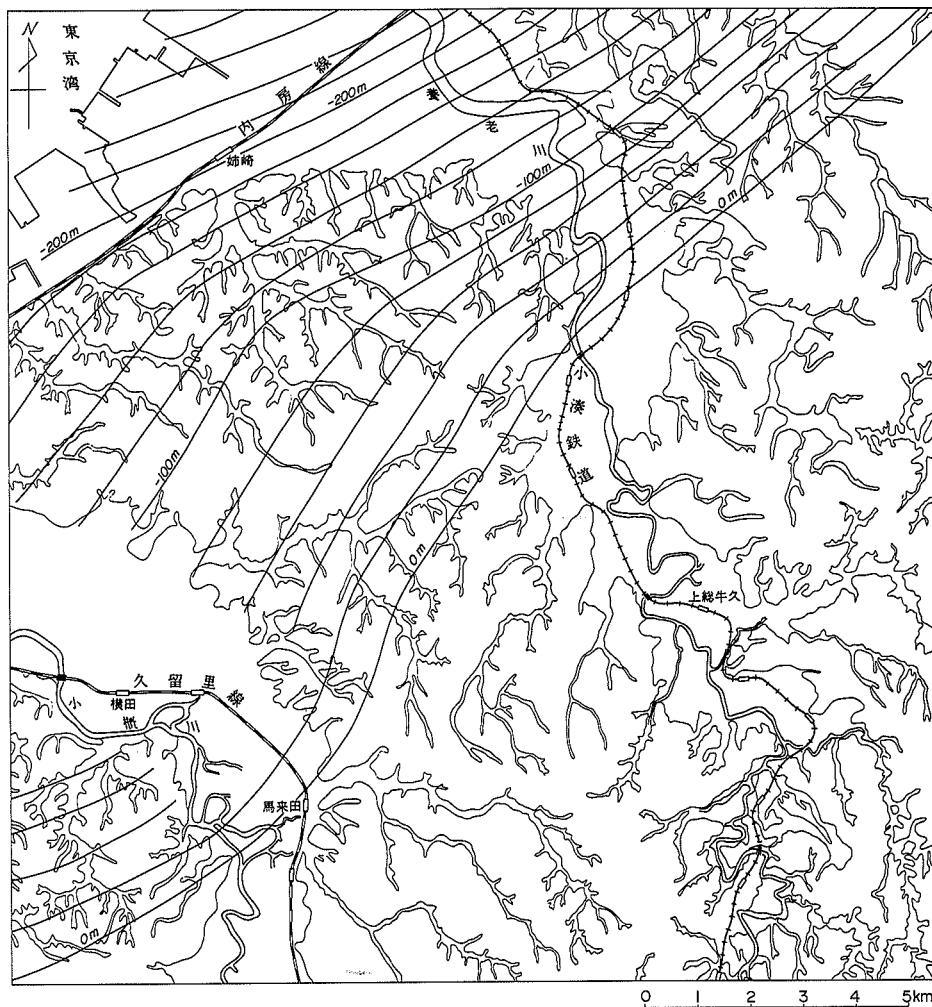
VII. 2 下総層群の地下分布構造

本図幅の東京湾岸地域の深井戸資料によると、下総層群の累層区分の基礎となった堆積サイクルは地下にも追跡される。第78図-第80図は、同一層準と考えられる比抵抗値の大きい部分を連ねた等深線である。これは下総層群を構成する各累層基底部の泥層の構造を大局的に反映していると考えられる。以下にこの等深線図に基づいて検討する。

地藏堂層、藪層及び上泉層の基底部の構造には、地表と同じような緩い波曲構造が認められる。むしろ地下では、地表でなされたA-Dの地域区分は一層強調されている、つまり、A・D地区の走向に対してB・C地区の走向は、より南北方向を示し、その傾向はB地区で最も著しく、傾斜角は、A・D地



第78図 地藏堂層の地下等深線図



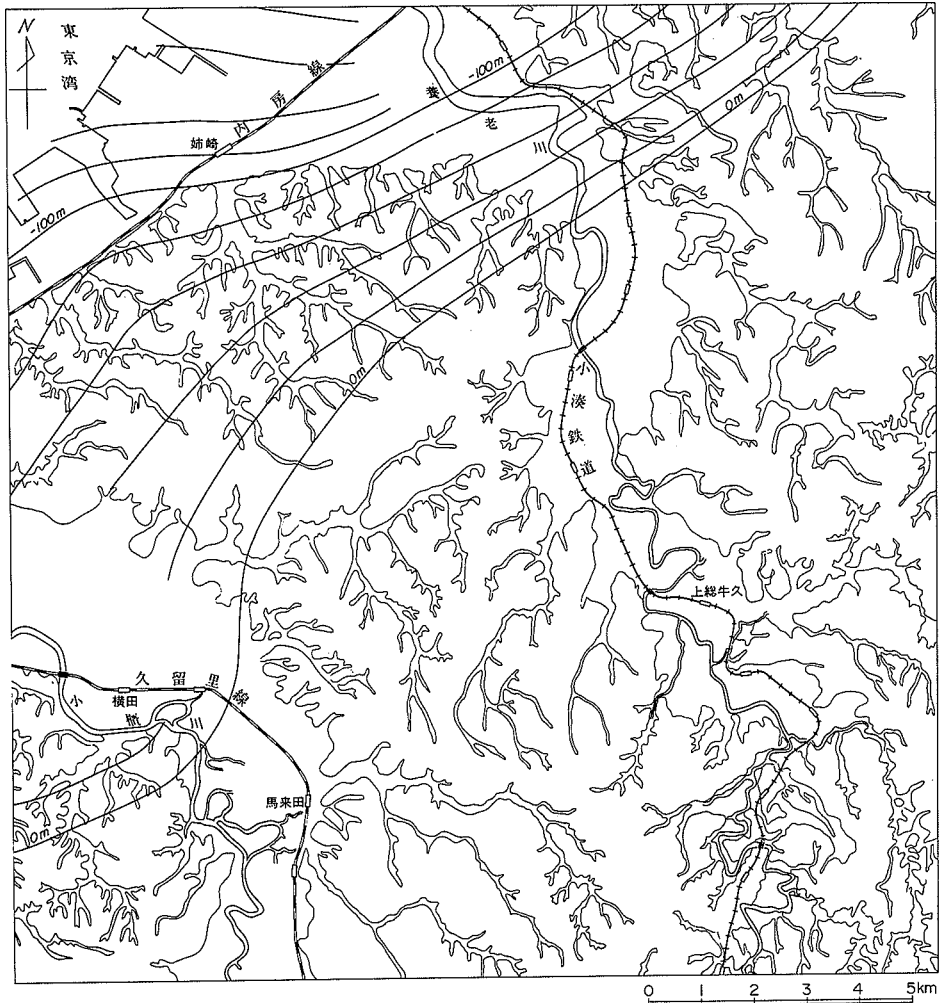
第79図 藪層の地下等深線図

区で大きくB・C地区ではより小さい。

VII. 3 断層・節理

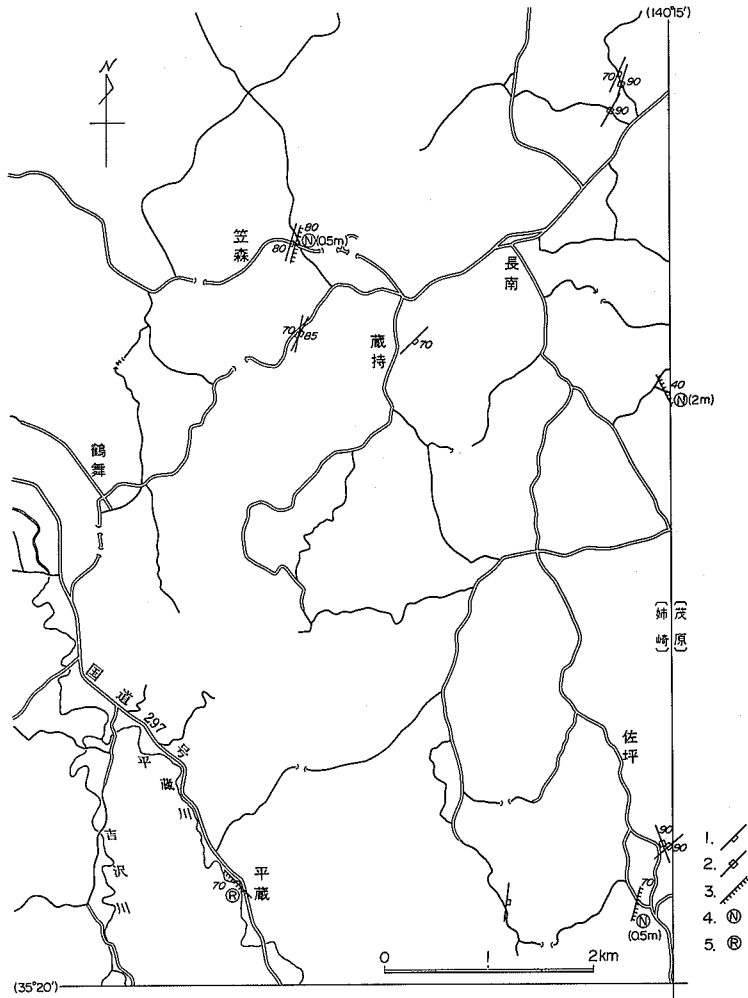
本地域東隣の「茂原」地域及び南東隣の「上総大原」地域では、上総層群を切る多数の南北性の正断層群が知られているが(石和田ほか, 1971), これらの地域と接する本地域南東部に同じ系統の断層が散在的に観察される(第81図)。大部分が正断層で落差は最大2mである。また同じ方向を有する節理が、上総層群の泥質堆積物中に観察される(第81・82図)。

この本地域南東部を除くと、本地域では断層はごくまれにしか観察されない。ただし上総層群の分布域では、正断層あるいは階段状正断層に似た地回り性滑落面がしばしば観察される。これらの滑落面



第80図 上泉層の地下等深線図

は、下総層群はもちろんのこと、段丘堆積層や新期関東ローム層をも切っていることから、一見活断層のごとき印象を与える。しかしこれら見かけの正断層は、必ず斜面に沿って観察され、下方に円弧型に曲がりながら変移量を漸減させることから、現在の斜面地形に沿って発生した円弧型地這りであると判断される。このような滑落面は、下総層群の分布域では、主に台形を示す人工的な崖の両側斜面に沿って頻繁に観察されることから、観察する際注意を要する。



第81図 「姉崎」地域南東部における断層・節理分布図

1. 節理, 2. 節理 (垂直), 3. 断層, 4. 正断層, 5. 逆断層. 括弧内の数字は断層による落差を, そのほかの数字は断層及び節理の傾斜角を示す

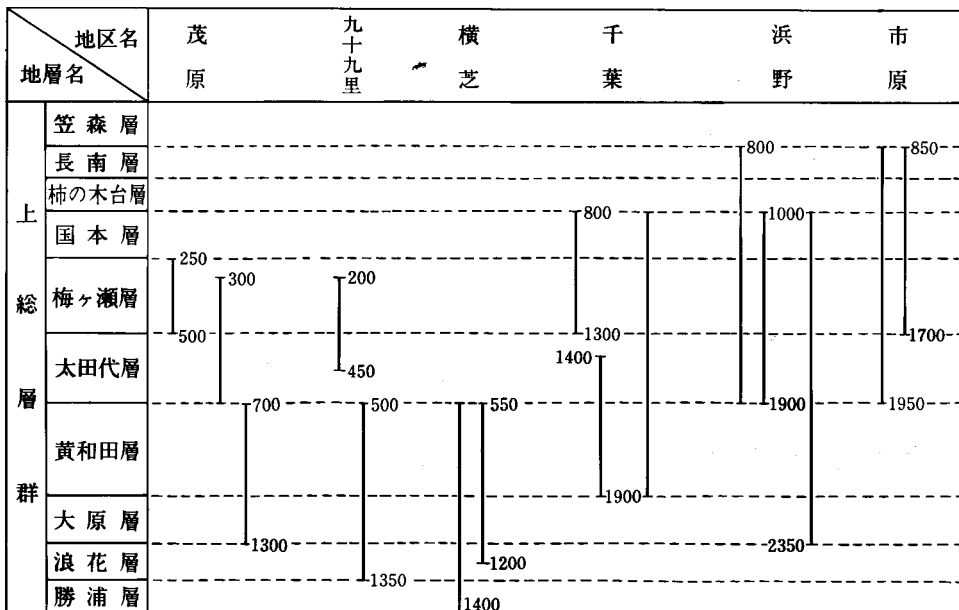
VIII. 応用地質

VIII. 1 天然ガス

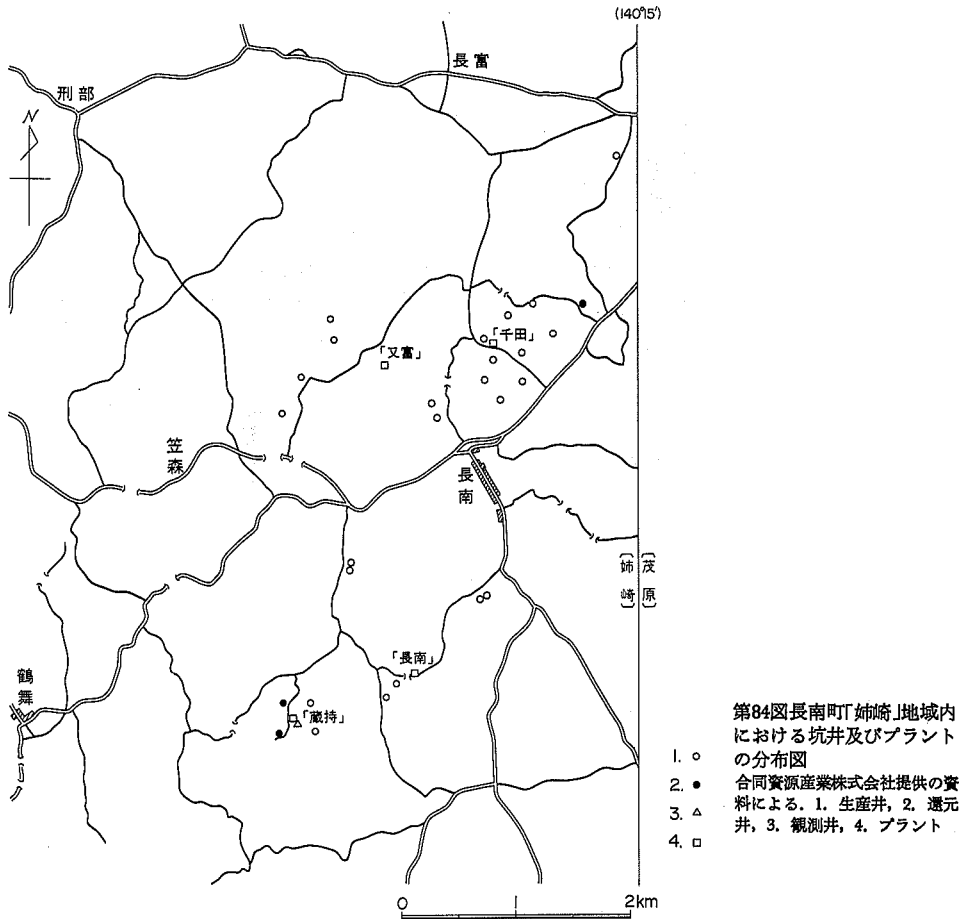
千葉県は日本最大の水溶性天然ガスの産出県であり, その天然ガス鉱床はほとんどすべてが上総層群中にある (第 83 図参照). これらの地層は, 多かれ少なかれ砂層と泥岩層の互層から構成されており, 泥岩層が根源岩と帽岩, 砂層が貯留岩の役割を果たしていると考えられる. 水溶性天然ガスは, 地下の地層かん水中に溶存しているもので, 坑井によって地表に汲み上げると減圧のためガスがかん水より分離



第82図 笠森層中に観察される南北性節理 (長南町米満)



第83図 千葉県下水溶性天然ガス鉱床の地区別採取層準
 天然ガス鉱業会 (1980, p. 258) より引用。地区名は、関東天然瓦斯開発株式会社のガス田名を示す。数字は地表からの深さ (m) を示す



・採取される。千葉県は、他の水溶性天然ガス産出県に比較してガス水比（天然ガスとかん水の比）が大きいのが特徴である。一般には、ガス水比が生産期間を通じて一定である“通常型”であるが、茂原地区では、採取が進むにつれてガス水比が増大する“茂原型”といわれる産出経過を示す。

本地域では、茂原ガス田の西南部分の1部が含まれており、長生郡長南町において合同資源産業株式会社によって稼行されている。この地域の天然ガスは、昭和48年より同54年にかけて開発され、現在千田、又富、蔵持、長南の4地区で生産されている（第84・85図）。坑井の深度は1,300-2,200mで、採取対象層は大部分が砂勝ち互層と泥勝ち互層の複互層からなる大田代層である。昭和53-57年度における地区別生産量を第4表に示す。また、天然ガス及び地下かん水の成分を第5表と第6表に示す。ガス水比は2-4であり、通常型に近いガス田である。採取されたガスは、地元長南町を含む千葉県内に都市ガスとして供給されている。また付随地下かん水は豊富なヨードを含んでおり、長生郡長生村の同杜八積工場に送られ、ヨード原料水として利用されている。



第85図 天然ガス生産井 (長南町蔵持三番組)

第4表 長南町「姉崎」地域における地区別天然ガス生産量 (昭和53-57年)
合同資源産業株式会社提供の資料による

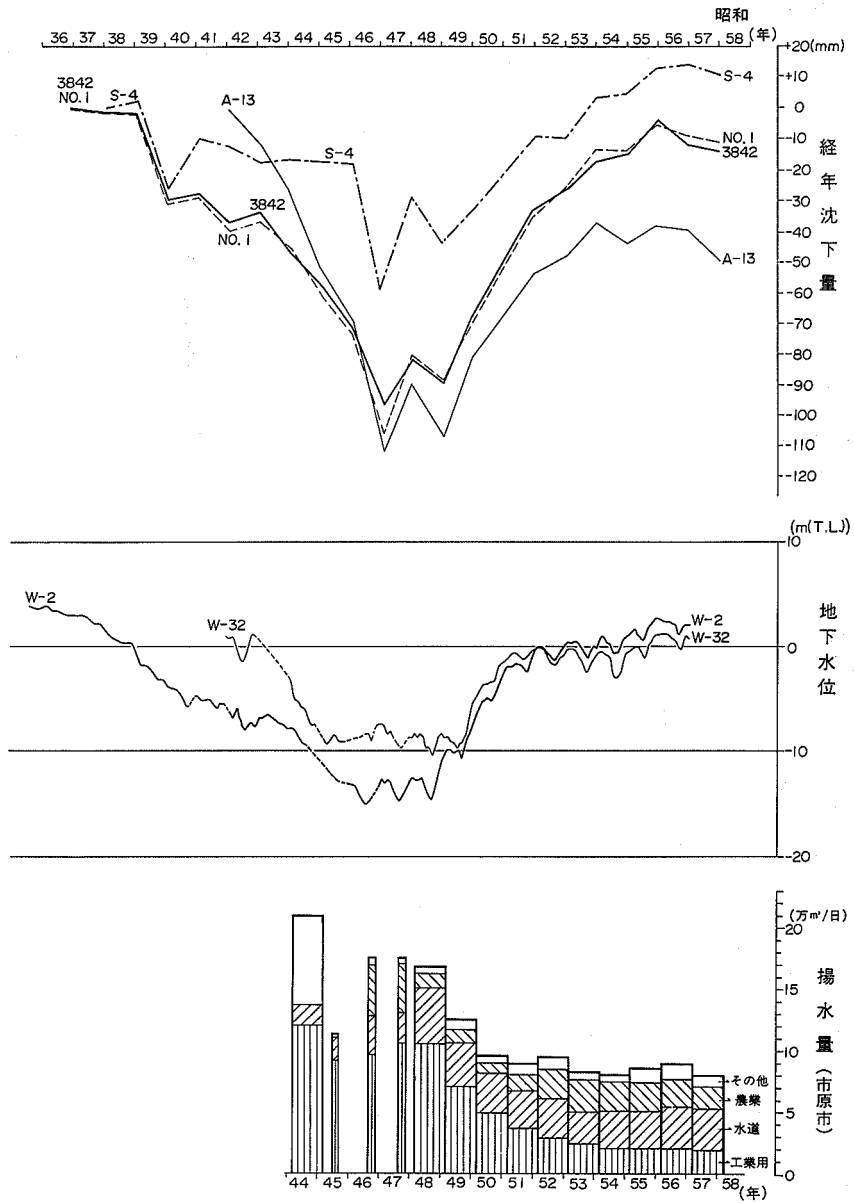
地区 \ 年	53	54	55	56	57	計
	$\times 10^8 \text{Nm}^3$	$\times 10^8 \text{Nm}^3$	$\times 10^8 \text{Nm}^3$	$\times 10^8 \text{Nm}^3$	$\times 10^8 \text{Nm}^3$	$\times 10^8 \text{Nm}^3$
千 田	3,280	3,136	4,203	4,100	4,251	18,970
長 南	1,353	1,521	1,446	1,330	1,284	6,934
蔵 持	239	214	204	191	187	1,035
又 富	1,239	2,397	2,499	2,438	2,361	10,934
計	6,111	7,268	8,352	8,059	8,083	37,873

第5表 天然ガスの成分 合同資源産業株式会社提供の資料による

CH ₄	N ₂	CO ₂	O ₂	その他
98.0%	1.2%	0.6%	0.2%	0%

第6表 地下かん水の成分 合同資源産業株式会社提供の資料による

水素イオン濃度 (PH)	7.2-7.6	
生物化学的 化学的 (BOD.COD)	40-50	PPM
浮遊物質 (SS)	16-25	"
アンモニア態窒素含有量	250	"
塩素イオン含有量	17-18	(g/L)
沃素イオン含有量	100-120	PPM
臭素イオン含有量	160	"
カルシウム	200	"
マグネシウム	370	"
重炭酸イオン	900-1000	"



第86図 東京湾岸地域の地盤沈下・地下水位及び揚水量の経年変化図

経年沈下量は、千葉県水準測量成果表（千葉県環境部）による。地下水位は、千葉県の地盤沈下現況（千葉県環境部，1983）による。揚水量は、千葉県公害白書（千葉県）による。揚水量は昭和45年は10月、46年及び47年は12月、その他は年間の揚水量の平均値を示す。用途区分のうち、44年のその他には農業用水を含む。なお用途区分は、55年以降は実用途に基づくが、それ以前は申請用途に基づく

VIII. 2 山 砂

本地域では、上総層群の主として万田野砂礫層及び下総層群の砂層から砂が各地で採取され、千葉県内はもとより、東京都等の県外地域にも運搬・利用されている。万田野砂礫層の一部は、本図幅地域の南方の市原市万田野付近等で大量に採取され、コンクリート等の骨材としても利用されている。しかし、本図幅地域内で採取されているものの大部分は、埋土あるいは盛土に用いられている。なおほぼ千葉市と市原市を合わせた地域の昭和57年度土採取量は、132万 m^3 に達している。

VIII. 3 地下水・地盤沈下

本地域内には、台地及び東京湾岸埋立地等に、水量・水質共にすぐれた地下水が分布し利用されている。台地域では主として上水道及び農業用水として、東京湾岸埋立地では、主として工業用水として揚水されている。これらの地域では、清川層以下の下総層群の各層下部の泥層の直上及び直下が、良い帯水層となっており、このうち、地蔵堂層直下から藪層にかけての層準から比較的多量に揚水されている。なお東京湾岸地域では、地蔵堂層の下位には、黄褐色を呈するかん水が分布する(村下, 1964)。揚



第87図 市原市海士有木付近の自噴井
あまありき
 養老川沖積低地には上総掘りによる自噴井が多数分布していたが、昭和35年頃から東京湾岸で自噴停止が始まり、この付近も昭和40年代に停止した。その後地下水位の回復に伴い、ここでは昭和55年頃から再び自噴が始まった

水量は、昭和57年度には、市原市域で、80,900 m³/日に達し、このうち工業用として、20,300 m³/日、水道用33,200 m³/日、農業用17,800 m³/日、ビル用7,800 m³/日等として利用されている(第86図)。

本地域の東京湾岸地域では、昭和35年頃から井戸の自噴停止、井戸の枯渇等を生じ、地盤沈下も生じ始めた(第87図)。臨海工業地帯では、当初すべて工業用水として地下水が利用されていた。これに対して千葉県は、昭和40年に五井・市原地区工業用水道(山倉ダムに貯水し120,000m³/日の用水を供給)、及び昭和45年に五井・姉崎地区工業用水道(印旛沼から201,760 m³/日の用水を供給)を導入すると共に、昭和49年に臨海諸企業との間に公害防止協定を締結し、地下水採取規制及び水使用合理化を指導した。その結果、地下水位及び地盤沈下は、昭和46年から48年頃を最低にその後回復している(第86図)。

一方、本地域東部では、長南町等で、現在も地盤沈下が進行している。この付近の地下水は、主として天然ガス採取に伴って揚水されている。昭和48年千葉県は、天然ガス採取企業と地盤沈下防止協定を締結し、その結果、地盤沈下は緩和されたが、現在でも累積沈下量(昭和53年1月-58年1月)が124mm(CN-6、長南小学校)程度の沈下が認められる。

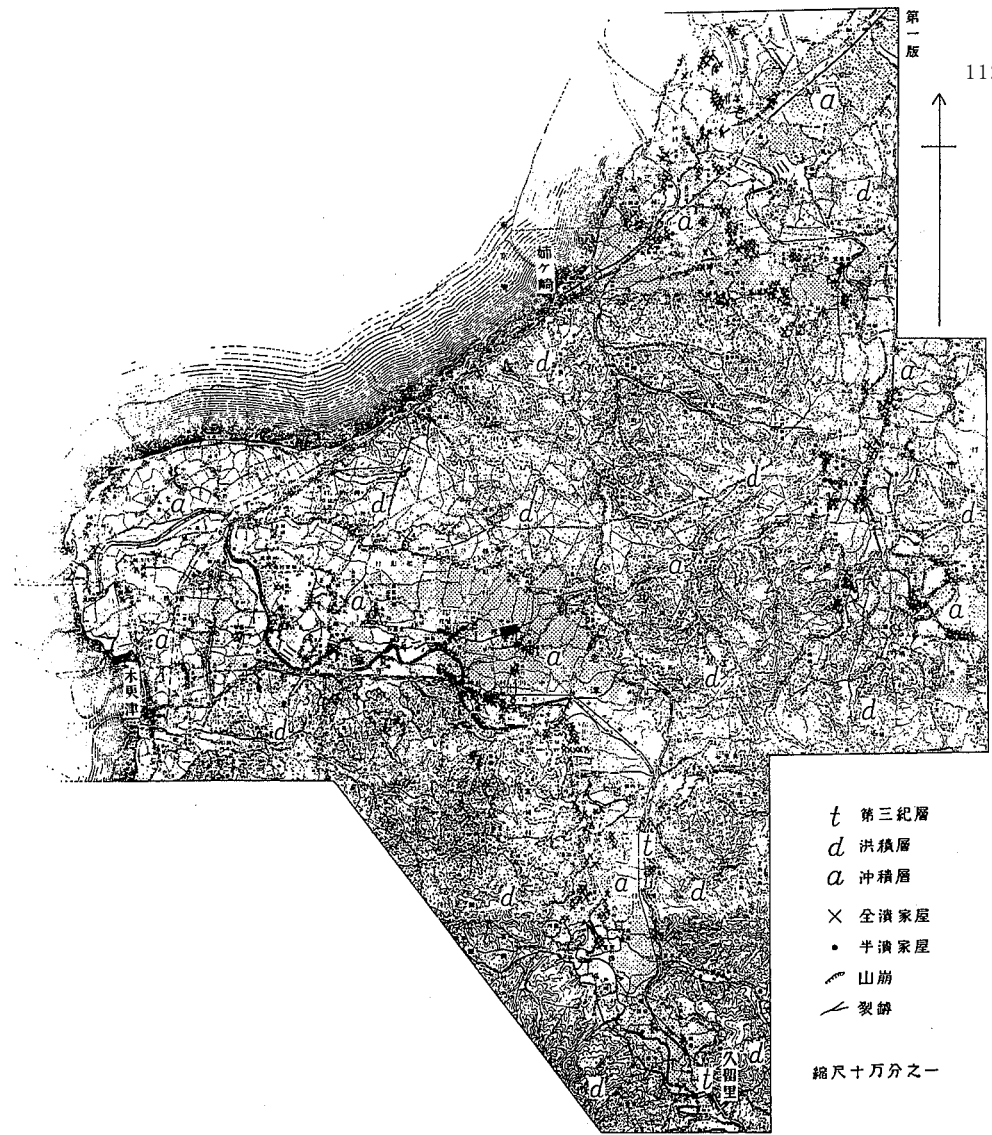
VIII. 4 地震災害

本地域は、関東地震(1923)によって著しい被害を受けている。この地震被害の分布・形態をそのまま今後の地震災害予測に当てはめることはできないが、予測する上で大変参考になると考えられる。ここでは、地質調査所(1925)から当時の状況についてまとめてみる。

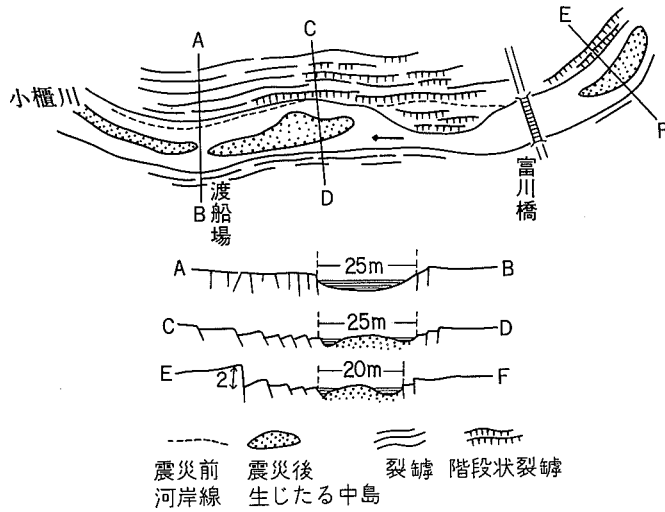
第88図に示されている様に、被害は養老川及び小櫃川の沖積低地に分布している。このうち市原市の養老川河口付近では、町田[39戸(当時の戸数);87.1%(全潰住家の百分率)]、二十五里[90戸;46.6%]、野毛[23戸;34.8%]に被害が集中している。ここは、養老川三角州に位置し、沖積層が厚く、旧河道が複雑に入り組んで分布する地区である。地震によって多数の亀裂・段差を生じ、亀裂からは砂と水が噴出した。径9-30cmの噴出口が多数見られ、高さ15cm、径2m内外の噴砂丘が形成されたと報告されている。

沖積低地では、内陸側でも著しい被害を受けている。馬立[210戸;73.8%]、上原[25戸;40.0%]地区のうち、上原では幅0.2m・長さ10m程度の多数の亀裂が生じた。また佐是[100戸;50.0%]、牛久[180戸;25.0%]、妙香[50戸;24.0%]では、特に田畑地に盛土して建てた家屋に被害が多かった。横田[269戸;30.1%]、百目木[87戸;23.0%]地区では、第89図のように、亀裂・段差を多数生じ、亀裂からは噴砂が見られたと報告されている。

このように被害の集中した地区では、地震動による直接的な被害と共に、地盤の変位による被害が多数発生しており、また盛土崩壊による被害も見られた。これらの事から本地域の沖積低地は、地震によって液状化を伴う地盤の変位が生じやすい場所といえる。更に、盛土・埋土などの造成地が広く開発されているので、その施工には十分な配慮が必要である。



第88図 関東地震被害分布図 (地質調査所, 1925)



第89図 関東地震地盤災害の例 (地質調査所, 1925)

文 献

- 青木直昭(1964) 房総半島の鮮新世-更新世浮遊性有孔虫化石群. 地質雑, vol. 70, p. 170-179.
- (1967) 地蔵堂層および藪層について. 地質雑, vol. 73, p. 1-6.
- AOKI, N. (1968) Benthonic foraminiferal zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 70, p. 238-266, plt. 1.
- 青木直昭・馬場勝良(1971) 木更津-市原地域の瀬又, 上泉および成田層の貝化石群とその産出層準. 地質雑, vol. 77, p. 137-151.
- ・———(1972) 千葉県北東部の更新統の層序. 地質雑, vol. 78, p. 65-73.
- ・———(1973) 関東平野東部・下総層群の層序と貝化石群のまとめ. 地質雑, vol. 79, p. 453-464.
- AOKI, N. and BABA, K. (1977) Remarks on the lower Pleistocene "Naganuma unconformity" in the Boso Peninsula, central Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 3, p. 11-15.
- 青木直昭・馬場勝良(1978) 成田層の古地理. 筑波の環境研究, no. 3, p. 187-197.
- ・———(1980) 「房総半島中部, 君津-市原地域の地質図(7万5千分の1)」。緑川地図印刷株式会社, 東京.
- AOKI, N. and BABA, K. (1980) Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B=Geol. Sci.*, vol. 1, p. 107-148.
- ・———(1982) Molluscan assemblages of the Lower Pleistocene Kokumoto and Kakinokidai formations, Boso Peninsula. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 8, p. 57-61.
- 青木直昭・堀口 興・馬場勝良(1970) 房総, 姉ヶ崎-千葉市付近の更新統. 地質雑, vol. 76, p. 303-308.
- ・馬場勝良・堀口 興(1971) 房総, 木更津-大谷地域の更新統. 地質雑, vol. 77, p. 741-748.
- ほか8名(1962) 地蔵堂層および藪層の模式層序と貝化石群の再記載. 地質雑, vol. 68, p. 507-517.
- 荒川真司(1983) 房総第四系地蔵堂層の堆積相. 碎屑性堆積物の研究, no. 2, p. 8-15.
- 馬場勝良・青木直昭(1980) 房総半島, 上総層群上部の層序と貝化石群. 地質雑, vol. 86, p. 91-103.
- 房総研究グループ(1957) 房総半島新生代地層群の地史区分. 有孔虫, no. 7, p. 32-37.
- 地質調査所(1925) 関東地震調査報告・第二. 地質調査所特別報告, 185 p.
- HATAI, K. and HAYASAKA, S. (1955) Significance of the Pleistocene Marine Fauna from the Jizodo Formation, Chiba Prefecture. *Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, vol. 4, p. 1-6.
- 服部富雄・小村幸二郎(1959) “成田層”に関する2・3の問題. 地球科学, no. 44, p. 19-28.
- 樋口 雄(1964) 千葉県ガス田地域における微化石層位学的研究. 東北大学地質学古生物学教室邦文報告, no. 61, p. 1-48.

- HIRAYAMA, J. and NAKAJIMA, T. (1977) Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, vol. 24, p. 747-779.
- 平山次郎・鈴木尉元(1968) 単層の解析—その実際と堆積学的な意義について—, 地球科学, vol. 22, p. 43-62.
- 堀口 興・大原一男(1972) 房総, 木更津—千葉地域の姉崎層および成田層から産する珪藻化石群. 地質雑, vol. 78, p. 281-287.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫(1956) 関東南部の地層の大区分について. 地調月報, vol. 7, p. 435-436.
- 池辺展生(1936) 千葉県豊成の貝化石層(関東南部新生代化石群その4). ヴィナス, vol. 6, P. 189-205.
- 井波和夫(1983) 房総半島上総層群泥岩の圧密について. 地調月報, vol. 34, p. 207-216.
- 石井 清(1983) 東金市周辺の第四系. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 106.
- 石和田靖章(1959) 千葉県横芝R1号井の試掘結果について. 地調月報, vol. 10, p. 55-66.
- ISHIWADA, Y. (1964) Benthonic Foraminifera off the Pacific Coast of Japan Referred to Biostratigraphy of the Kazusa Group. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 205, 45p., pls. 8.
- 石和田靖章・樋口 雄・菊池良樹(1962) 南関東ガス田の微化石層序. 石油技協誌, vol. 27, p. 68-79.
- ・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜男編(1971) 日本油田・ガス田図10「茂原」. 地質調査所.
- 金原均二ほか9名(1949) 千葉県茂原町附近の天然ガス. 石油技協誌, vol. 14, p. 245-274.
- 鹿島 薫(1982) 小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. 地理評, vol. 55, p. 113-128.
- KATSURA, Y. (1982MS) Depositional Environments of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. *Institute of Geoscience, Tsukuba Univ., Tsukuba Univ. Doctoral Dissertation*.
- 河井興三(1952) 茂原ガス田西方周辺地域(茂原—鶴舞地域)の地質及び天然ガス. 石油技協誌. vol. 17, p. 1-21.
- (1961) 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石油技協誌, vol. 26, p. 212-266.
- ・内尾高保・上野道文・保月光五郎(1950) 千葉県大多喜町附近の天然ガス. 石油技協誌, vol. 15, p. 151-219.
- 菊池隆男(1972) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質雑, vol. 78, p. 137-144.
- (1974) 関東地方の第四紀地殻変動の性格. 垣見・鈴木編“関東地方の地震と地殻変動”1974, ラテイス, p. 129-146.
- (1981) 常総粘土層の堆積環境. 地質学論集, no. 20, p. 129-145.
- 菊池良樹 (1964) 南関東地方の新第三系および第四系の微化石層位学的研究. 東北大学地質古生物学教室邦文報告, no. 59, p. 1-36, pls. 8.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎(1969) 房総半島東海岸の小断層. 地調月報, vol. 20, p. 13-38.
- KOBAYASHI, K., MINAOAWA, K., MACHIDA, M., SHIMIZU, H. and KITAZAWA, K. (1968) The Ontake Pumice-fall deposit Pm-1 as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci.*

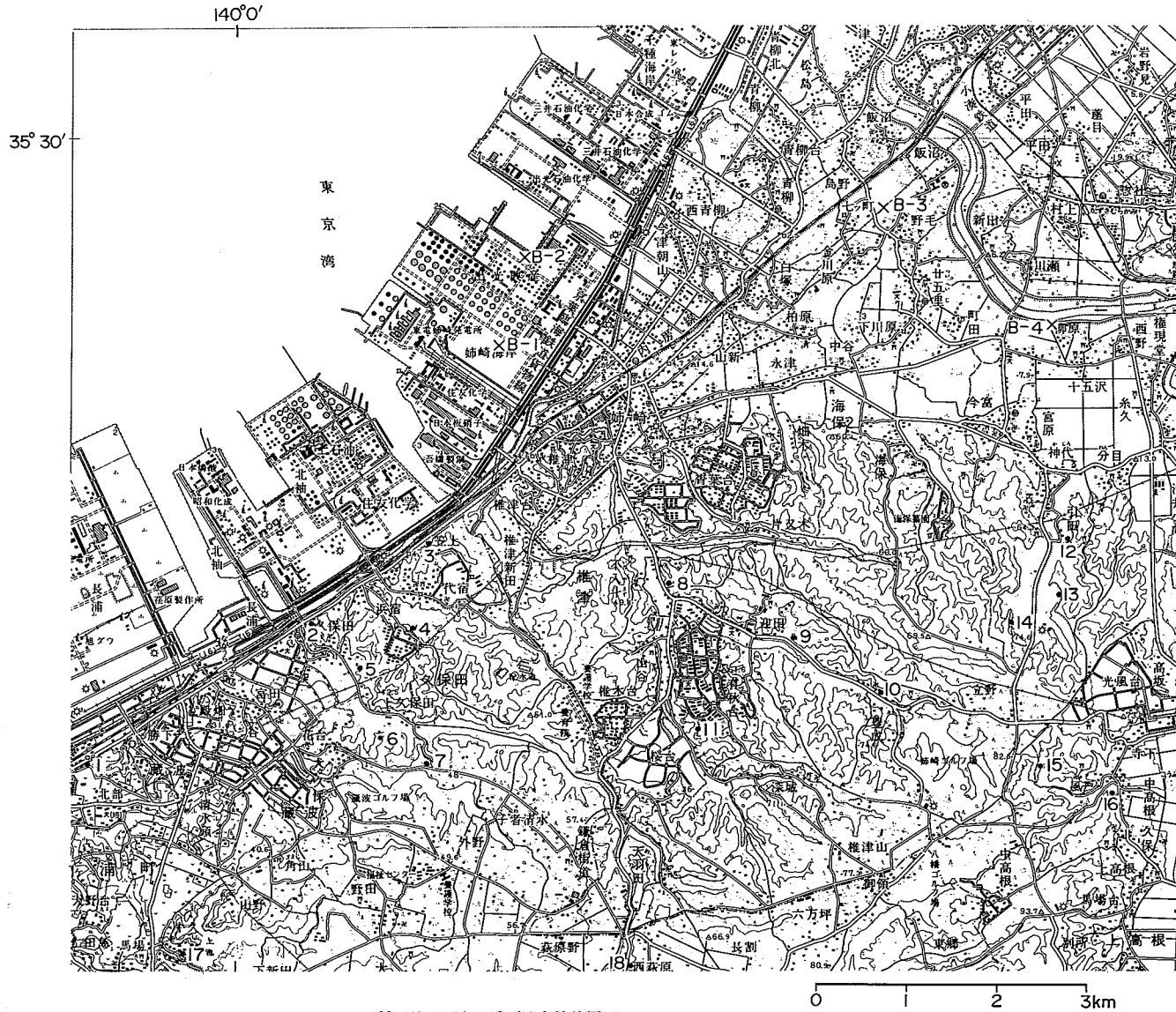
Shinshu Univ., vol. 3, p. 171-198.

- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂(1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, no. 20, p. 113-128.
- 小池 清(1951) いわゆる黒滝不整合について. 地質雑, vol. 57, p. 143-156.
- (1955) いわゆる層間異常の地史的意義について. 地質雑, vol. 61, p. 566-582.
- KOKAWA, S. (1963) New Localities of Fossil *Menyanthes* in Japan with Reconsideration of its Morphometric Value Distribution. *Journal of Biology, Osaka City University*, vol. 14, p. 97-106.
- (1966) Late Cenozoic Floras of the Boso Peninsula, Japan. I. Upper Pleistocene floral change. *Journal of Biology, Osaka City University*, vol. 17, p. 105-149.
- 狛 武・鈴木尉元・小玉喜三郎(1983) 房総半島における上総層群の堆積と構造運動. 地調月報, vol. 34, p. 191-206.
- 近藤精造・高井憲治(1978) 5万分の1表層地質図「姉崎・木更津」. 千葉県.
- 小山修司(1983) ヒメスナホリムシ(*Exciroilana chiltoni japonica*(THIELMANN))の生痕化石の方向性による古地理復元の新方法. 地質雑, vol. 89, p. 117-123.
- 小島伸夫(1959) 印旛沼周辺の成田層群について—成田層群の研究 第3報—. 地質雑, vol. 65, p. 595-605.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫(1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑, vol. 83, p. 22-58.
- ・新井房夫・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 横山次郎(1930) 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念論文集, p. 307-382.
- 真野勝友・大久保紀雄(1981) 成田層群の貝化石群集—二枚貝化石を中心として—. 大森昌衛教授還暦記念論文集「軟体動物の研究」, p. 293-309.
- 三土知芳(1933) 両総地方に於ける鮮新・更新両統の境界について. 地質雑, vol. 40, p. 400-401
- (1934) 7万5千分の1地質図幅「成田」及び同地質説明書. 地質調査所.
- (1935) 7万5千分の1地質図幅「千葉」及び同地質説明書. 地質調査所.
- (1937) 7万5千分の1地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- 三梨 昂(1954) 房総半島鬼沓山南部の地質—特に岩相の時空的ひろがりについて—. 地質雑, vol. 60, p. 461-472.
- (1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造(層序概説). 日本地質学会見学案内書, p. 4-13.
- (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- (1974) 3. 南関東地区の構造発達史. 垣見俊弘, 鈴木尉元編, 関東地方の地震と地殻変動. ラテイス, 東京, p. 31-50.
- ・垣見俊弘(1964) いわゆる層間異常について. 地質ニュース, no. 117, p. 8-14.

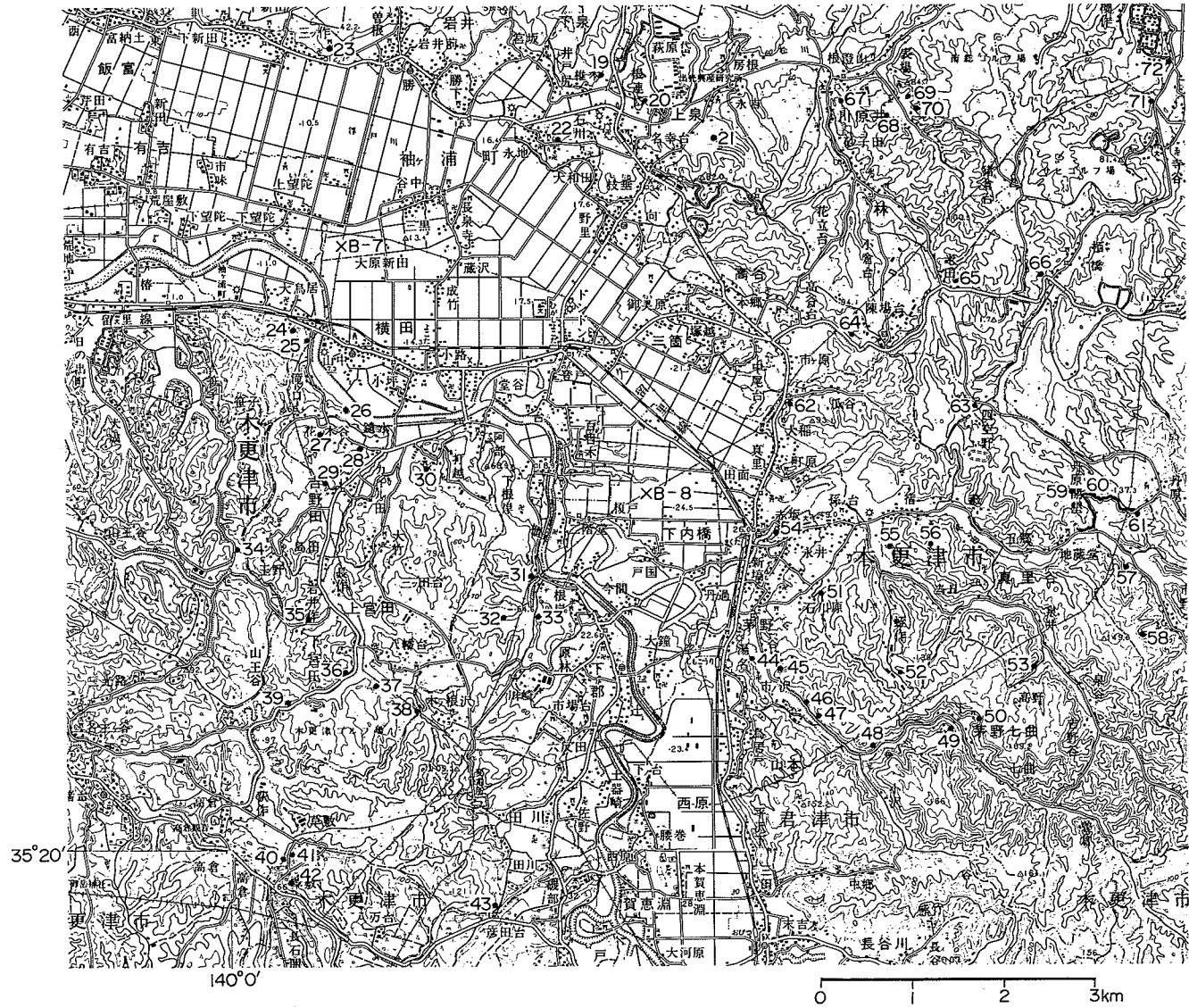
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎(1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川, 小櫃川流域地質調査報告一. 地調月報, vol. 10, p. 83-98.
- ほか9名(1961) 日本油田・ガス田図5「富津・大多喜」. 地質調査所.
- ・奈須紀幸・楡井 久編著(1979) 「東京湾とその周辺地域の地質」(特殊地質図20)地質説明書. 地質調査所, 91 p.
- 村井 勇(1952) 茂原町及び大多喜町付近における天然ガス鉱床と地質構造との関係について. 石油技協誌, vol. 17, p. 38-49.
- (1965) 房総半島勝浦付近に発達する節理と断層. 震研彙報, vol. 43, p. 829-869.
- 永沢譲次(1960) 南関東におけるメニアンツスを含む地層の地質年代について. 地質雑, vol. 66, p. 384-392.
- 中川久夫(1960) 地蔵堂層および藪層. 地質雑, vol. 66, p. 305-310.
- (1964) 東京湾沿岸地域の地形発達史. 海洋地質, vol. 3, p. 1-10.
- ・新妻信明・早坂 功(1969) 房総半島新生代地磁気編年. 地質雑, vol. 75, p. 267-281.
- 中嶋輝允(1973) 房総半島にみられる堆積サイクルとフリッシュ型砂泥互層. 海洋科学, vol. 5, p. 408-413.
- (1978) 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境—黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に一. 地質雑, vol. 84, p. 645-660.
- 中村一夫・福田 理(1953) 常総台地の地形および地質(演旨). 地質雑, vol. 59, p. 319.
- 成瀬 洋(1959) 古東京湾の形成について—南関東上部新生界の地史学的研究(1)—. 第四紀研究, vol. 1, p. 143-155.
- (1973) 上総層群泥質岩中の軟体動物化石. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.), spec. vol., no. 6(HATAI Mem. Vol.), p. 59-67.*
- NIITSUMA, N. (1971) Detailed Study of the Sediments Recording the Matuyama-Brunhes Geomagnetic Reversal. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.), vol. 43, p. 1-39.*
- 新妻信明(1976) 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, vol. 82, p. 163-181.
- 楡井 久(1981) 堆積盆中の地下水流動史と地殻変動—南部関東構造盆地を例として—. 杉山隆二ほか編, 堆積盆中の流体移動, 東海大学出版会, 東京, p. 151-174.
- (1982) Fore-arc Basin としての関東構造盆地とy ビーム地震帯. 地団研専報, no. 24(島弧変動), p. 79-95.
- 西田史朗(1977) 南関東下部更新統の石灰質超微化石層序. 奈良教育大学紀要, vol. 26, p. 19-38.
- 尾田太良(1975) 浮遊性有孔虫化石からみた房総半島上部新生界の古地磁気記録の時代的解釈. 地質雑, vol. 81, p. 645-647.
- ODA, M. (1977) Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Late Cenozoic Sedimentary Sequence, Central Honshu, Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ. Series 2, vol. 48, p. 1-76, plts. 10.*
- 生越 忠(1959) 千葉県君津郡富来田町当日の地蔵堂砂層から産する軟体動物化石について. 地質雑, vol. 65, p. 31-45.

- 生越 忠(1960) 万田野砂礫層産の軟体動物化石について. 地質雑, vol. 66, p. 753-766.
- OGOSE, S. (1961) Molluscan Fossils from the Jizodo Sand and the Yabu Sand and Gravel, Tiba Prefecture, South Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 67, p. 105-127.
- O'HARA, S. (1982) Molluscan fossils from the Shimosa Group(Yabu and Jizodo Formations of the Makuta district). *Jour. of the College of Arts and Sciences, Chiba Univ.*, B-15, p. 27-56, pls. 3.
- and NEMOTO, N.(1978) Molluscan fossils from the Kami-izumi formation (s. 1.). *Jour. College of Arts and Sciences, Chiba Univ.*, B-11, p. 59-89.
- 大原 隆・菅谷政司・福田芳生・田中智彦(1976) “桜井層”の化石(I. 貝類・底生有孔虫類・蟹類・孤立珊瑚類・蔓脚類). 千葉大学教養部研究報告, B-9, p. 77-92.
- 大炊御門経輝・池辺展生(1934) 上総東金町及び大網町付近の貝化石層(関東南部新生代化石群 その1). 地球, vol. 22, p. 178-184.
- 大西郁夫(1969) 房総半島・上総層群の花粉フロラ. 地球科学, vol. 23, p. 236-242.
- 大山 桂(1952) 茂原・鶴舞間の長南・笠森累層の貝化石群集. 石油技協誌, vol. 7, p. 59-67.
- (1959) 千葉県養老川・小櫃川地区の化石群. 地調月報, vol. 10, p. 99-102.
- 坂倉勝彦(1935a) 千葉県小櫃川流域の層序(その1). 地質雑, vol. 42, p. 685-712.
- (1935b) 千葉県小櫃川流域の層序(その2). 地質雑, vol. 42, p. 753-784.
- 佐藤任弘・小池 清(1957) 房総半島の地層中にみつかった化石海底谷. 地質雑, vol. 63, p. 100-116.
- 小断層研究グループ(1973) 房総半島大多喜付近の小断層系. 地球科学, vol. 27, p. 180-187.
- 杉原重夫(1970) 下総台地西部における地形の発達. 地理学評論, vol. 43, p. 703-718.
- (1978) 下総台地南部, 木更津—千葉付近の下末吉面と小原台面. 明治大学人文科学研究紀要, no. 17, p. 1-24.
- (1979) 下総層群成田層の層序と基底地形. 明治大学人文科学研究紀要, no. 18, p. 1-41.
- ・新井房夫・町田 洋(1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質雑. vol. 84, p. 583-600.
- ・細野 衛(1974) 下総台地. 千葉—木更津地域の地形と地質. ペドロジスト懇談会“房総の自然と土壌”, p. 37-42.
- 杉村 新(1951) 千葉県木更津・茂原間の地形と堆積物との関係(要旨). 地質雑, vol. 57, p. 288.
- 陶山国夫・成瀬 洋(1959) 千葉県地質図(1:200,000). 内外地図.
- 鈴木達彦・青木直昭 (1962) 茂原市北西の地蔵堂層および蕨層の層序と有孔虫化石について. 地質雑, vol. 68, p. 497-506.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂(1983) 房総半島における上総層群の堆積と構造運動. 地調月報, vol. 34, p. 183-190.
- 高山俊昭(1962) 房総半島小櫃川ルートにおける浮遊性有孔虫化石群の時代的変遷(演旨). 地質雑, vol. 68, p. 412-413.
- ・池野紀男(1977) 房総半島小櫃川ルートにおける石灰質ナンノ化石群集の時代的変遷. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 413-424.

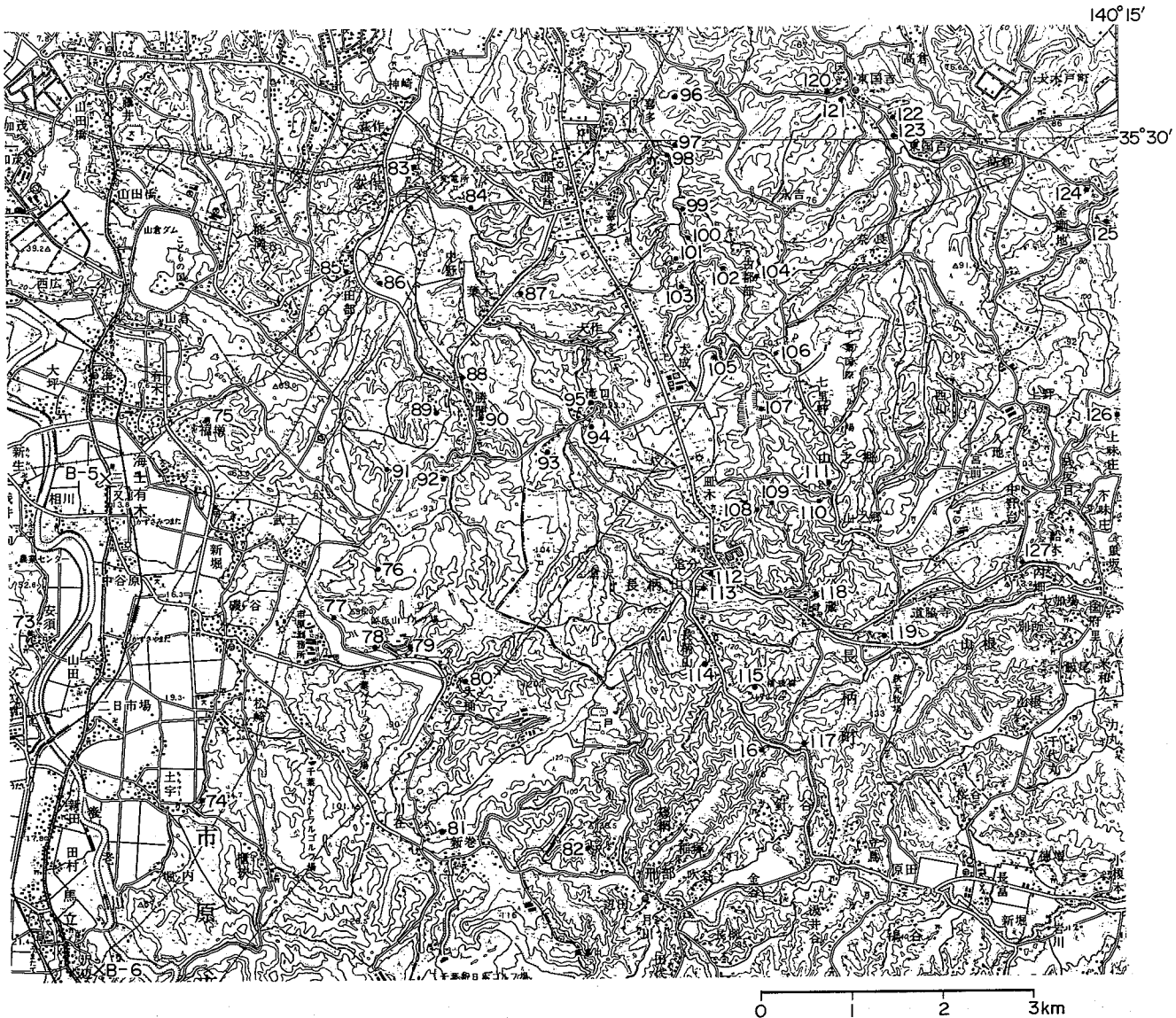
- 田山利三郎(1930) 房総半島の地形とくに侵食面の対比について. 齊藤報恩会学術研究報告第2部7, p. 144-165.
- 天然ガス鉱業会(1980) 水溶性天然ガス総覧. 348p.
- 徳橋秀一・檀原 徹・遠藤秀典・磯田邦俊・西村 進(1983a) フィッション・トラック法を用いた若い年代試料測定を試みと問題点—房総半島上総-下総層群中の火山灰層を対象として—. 地調月報, vol. 34, p. 241-256.
- (1983b) 上総層群笠森層 Ks 22 試料のフィッション・トラック年代値について. フィッション・トラック研究会編「フィッション・トラック年代決定法の改良と相互検討」, no. 2, p. 22-26.
- (1983c) 上総層群笠森層 Ks 22 試料のフィッション・トラック年代値. 第90年日本地質学会年会予稿集, p. 105.
- ・遠藤秀典(1983) 千葉県「姉崎」地域の笠森層及び金剛地層—特に上総層群と下総層群の間の不整合問題に関連して—. 地調月報, vol. 34, p. 59-80.
- ・八田明夫(1982) フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境. 地質ニュース, no. 334, p. 42-50.
- 内尾高保(1951) 千葉県大多喜町附近の化石有孔虫群(その1). 地質雑, vol. 57, p. 13-20.
- (1952) 千葉県茂原町西方の天然ガス地質. 石油技協誌, vol. 17, p. 22-37.
- (1961) 「瀬又の堰」貝層の有孔虫化石群とその層位的意義. 槇山次郎教授記念論文集, p. 239-247.
- ・村井 勇(1951) 房総半島中部の養老川以東の地質(演旨). 地質雑, vol. 57, p. 287.
- 植田房雄(1930) 房総半島北部の地質(摘要). 地質雑, vol. 37, p. 250-253.
- (1933) 房総三浦両半島に発達する新生代地層の層序. 地質雑, vol. 40, p. 799-801.
- (1969) 房総半島北部の地質, 堆積輪廻(その2). 東洋大学紀要(教養・自然), no. 12, p. 25-120.
- 山本裕彦(1971) フリッシュ型砂岩層に発達する convolute lamination について. 地質雑, vol. 77, p. 23-36.
- 山内靖喜(1969) 層間異常層の構造解析. 地質雑, vol. 75, p. 293-302.
- 米谷 宏・狛 武・鈴木尉元・小玉喜三郎(1983) 上総・三浦及び保田層群中の有機炭素及びノルマルパラフィンの分布. 地調月報, vol. 34, p. 153-174.
- 吉川虎雄(1947) 地形の逆転について. 地理評, vol. 21, p. 10-12.



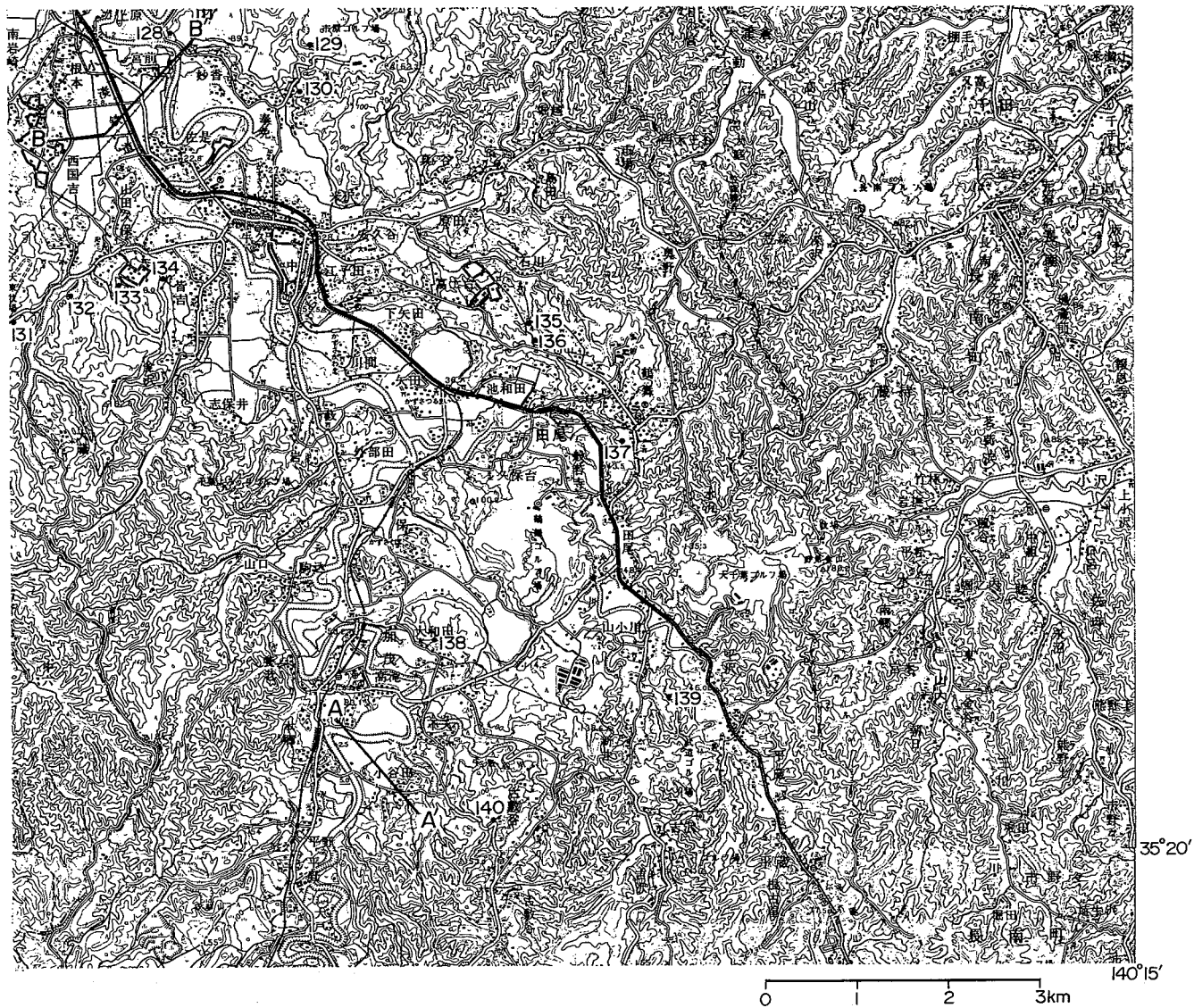
付図第1図A 露頭地点等位置図 [Loc. 1~18, B-1~B-4]
 「この地図は国土地理院発行の5万分の1地形図(姉崎)(千葉)(木更津)(富津)(大多喜)を使用したものである。」















付図第1図B つづき (Loc. 19~72, B-7~B-8)



付図第1図C つづき [Loc. 73~127, B-5~B-6]

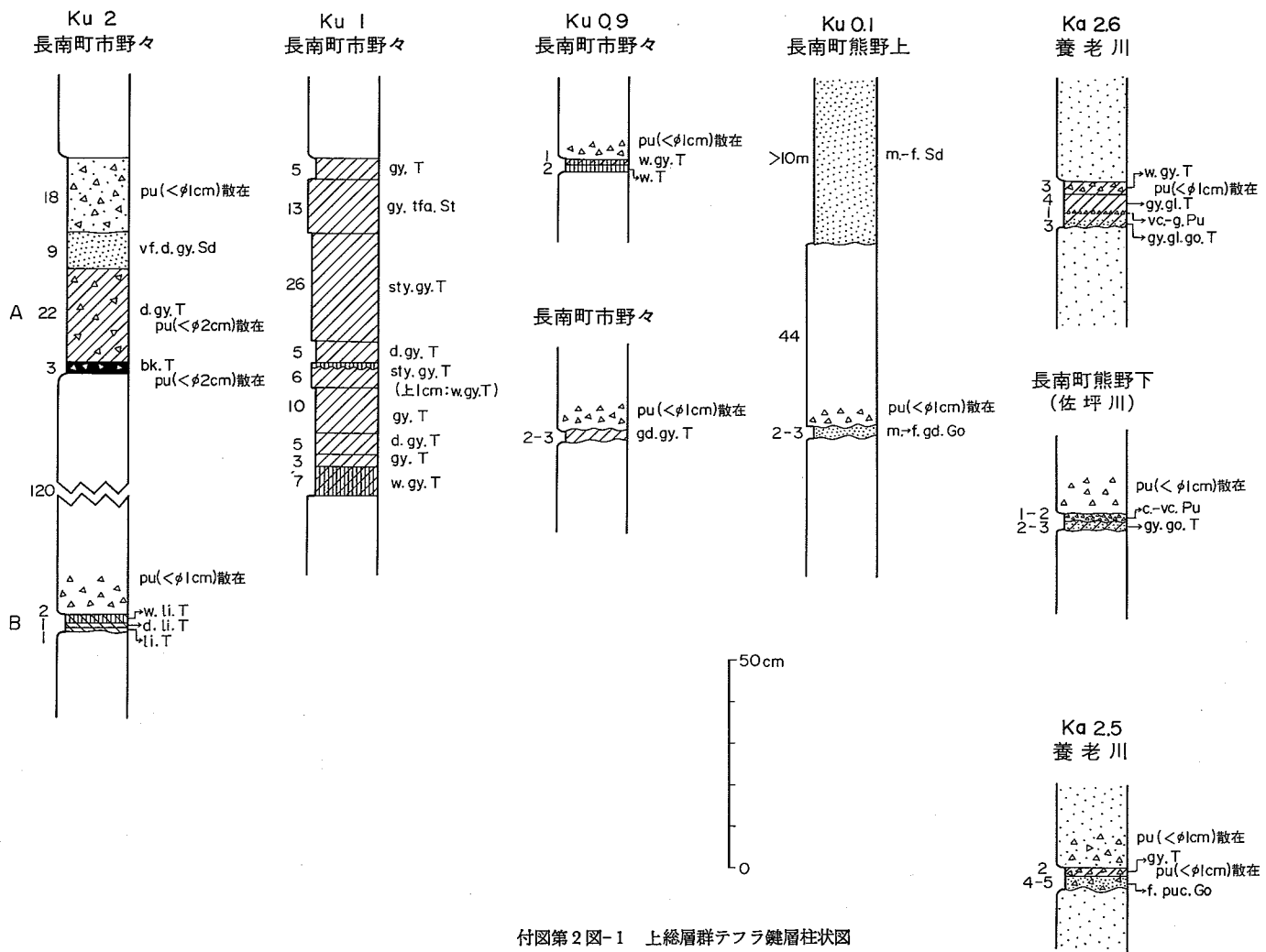


付図第1図D つづき [Loc. 128~140, A-A', B-B']

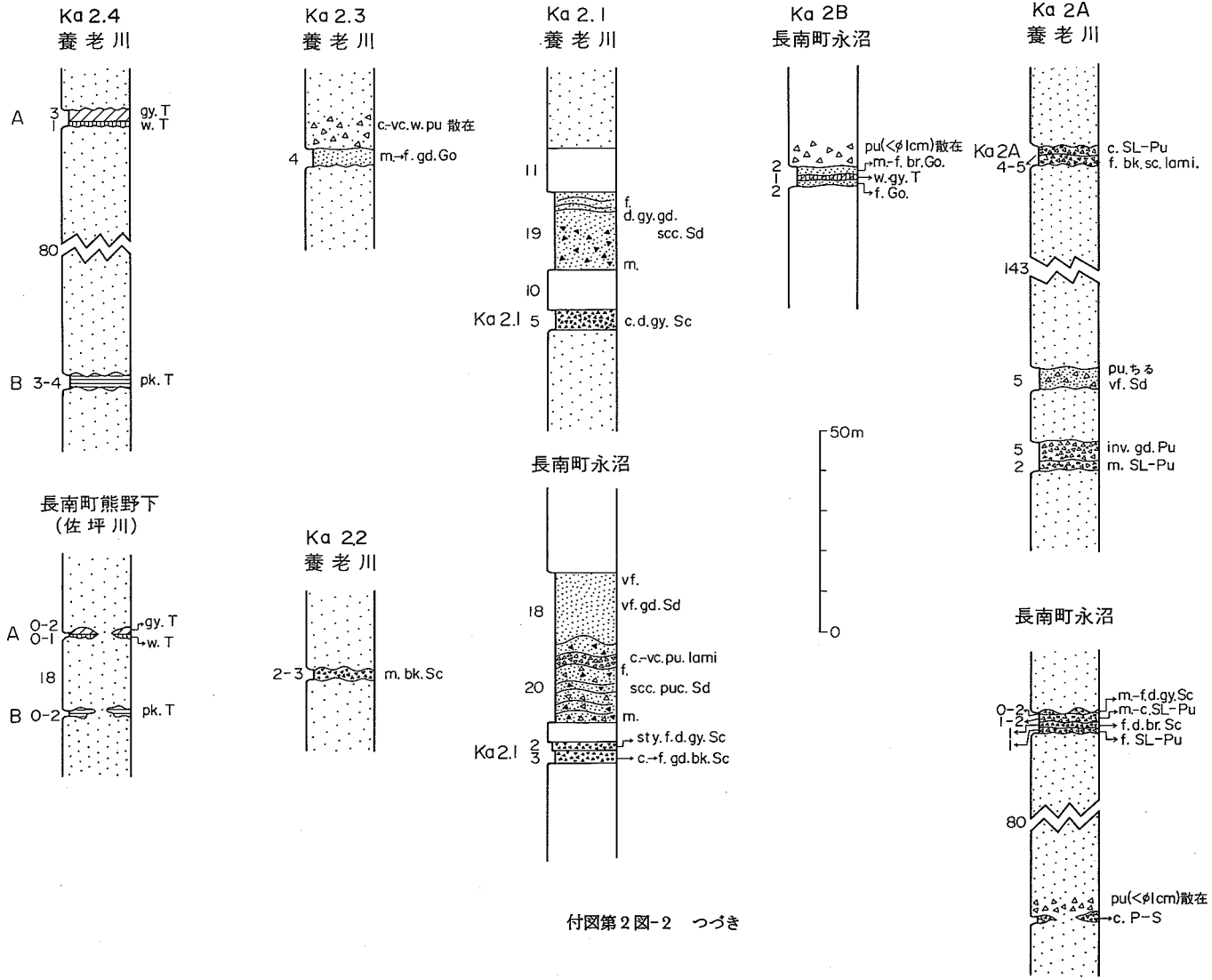
	シルト (St)
	砂質シルト—シルト質砂 (sdy St—sty Sd)
	砂 (Sd)
	ゴマシオ(状)火山灰(Go) 〔白色珪長質鉱物(及びガラス)と黒色 苦鉄質鉱物(及びガラス)との混合〕
	軽石火山灰 (Pu)
	スコリア火山灰 (Sc)
	パミスコ火山灰(P-S) 〔軽石とスコリアの混合〕
	ハイゴマ(状)軽石(SL-Pu) 〔スコリアと岩片を含む軽石〕
	灰色細粒火山灰 (gy.T) 〔粒度は主にシルト—粘土サイズ。 以下同じ。〕
	白色細粒火山灰 (w.T)
	桃色細粒火山灰 (pk.T)
	藤色細粒火山灰 (li.T)

色 調	w.	白 色 (white)	組 成 及 び 特 徴	pu	軽 石 (粒) (pumice)
	gy.	灰 色 (grey)		puc.	軽 石 質 (pumiceous)
	pk.	桃 色 (pink)		sc	スコリア(粒) (scoria)
	bk.	黒 色 (black)		scc.	スコリア質 (scoriaceous)
	br.	褐 色 (brown)		gl.	ガ ラ ス 質 (glassy)
	ch.	チョコレート色 (chocolate)		tfa.	火 山 灰 質 (tuffaceous)
	rd.	赤 色 (red)		tur.	タービダイト性 (turbiditic)
	li.	藤 色 (lilac)		gd.	級化構造を示す (grading)
	bl.	青 色 (blue)		inv.gd.	逆級化構造を示す (inverse grading)
	d.	暗 色 (dark)		lami	葉 理 (lamination)
粒 度	vf.	極細粒砂サイズ	sty.	シルト質 (silty)	
	f.	細粒砂サイズ	sdy.	砂 質 (sandy)	
	m.	中粒砂サイズ	go.	ゴマシオ状 ("gomashio"-like)	
	c.	粗粒砂サイズ			
	vc.	極粗粒砂サイズ			
	g.	細礫サイズ			
	pb.	中礫サイズ			
				層 厚	
				数字 (cm)	

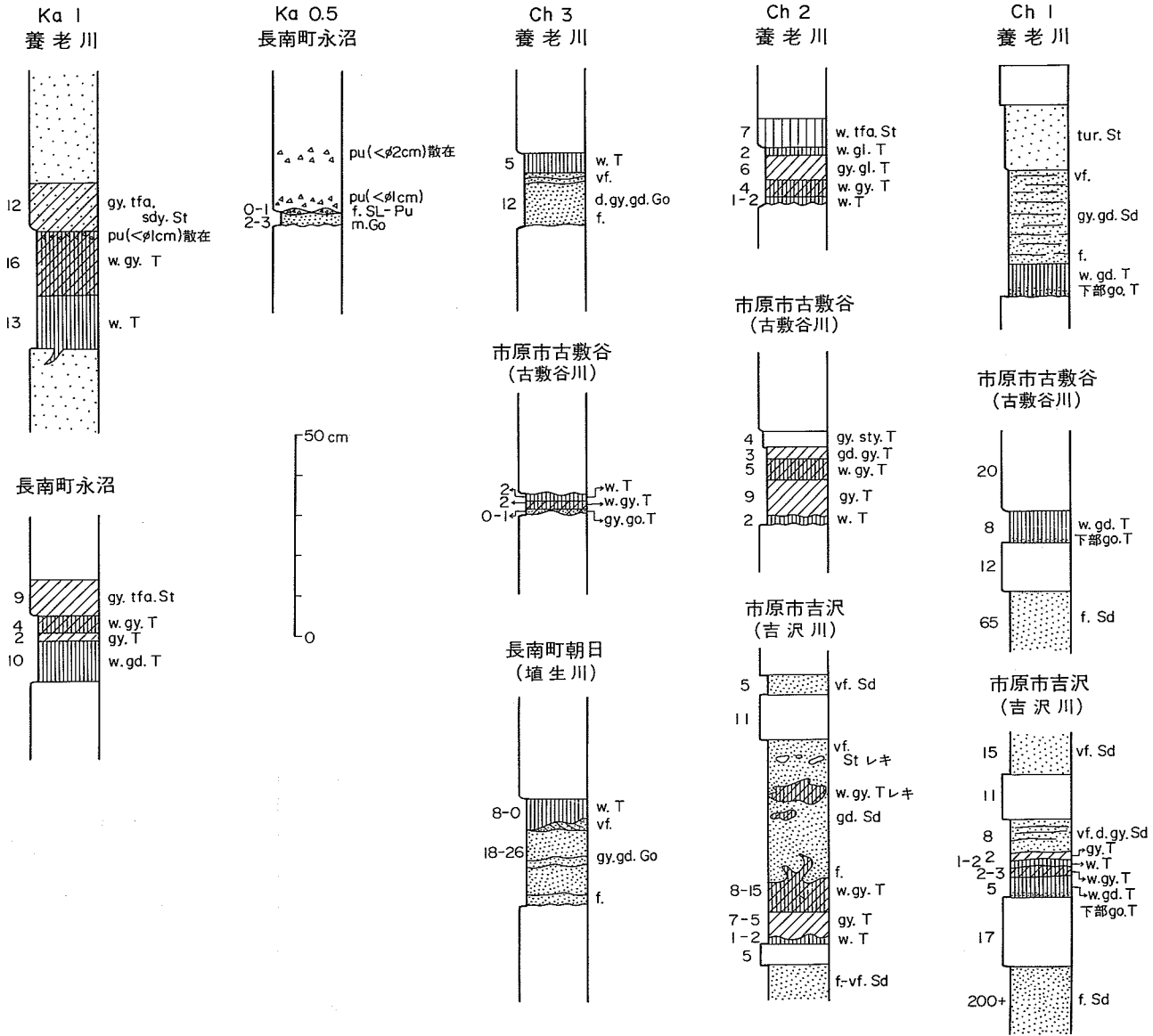
付図第2図 上総層群テフラ鍵層柱状図 (凡例)



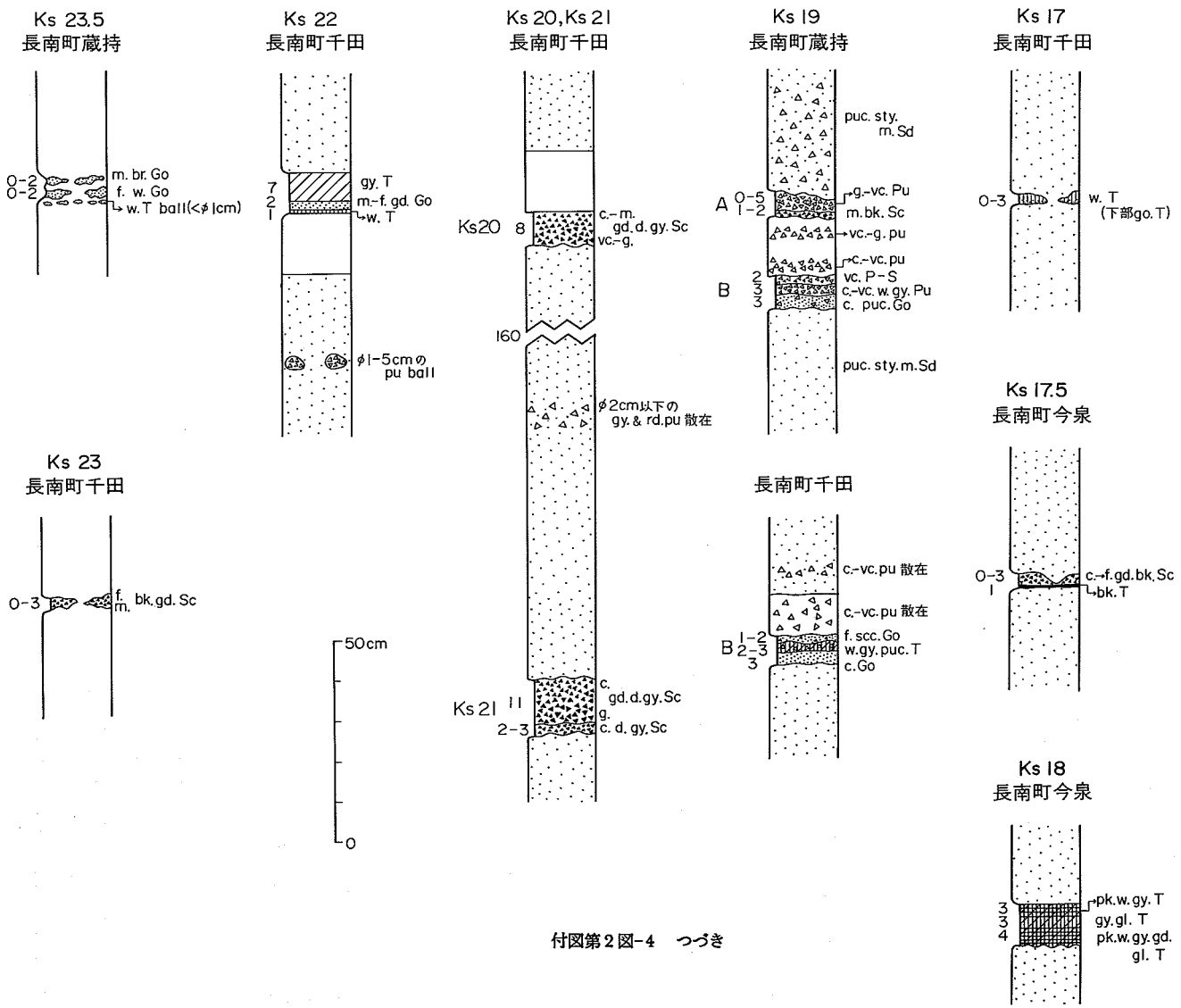
付図第2図-1 上総層群テフラ鍵層柱状図



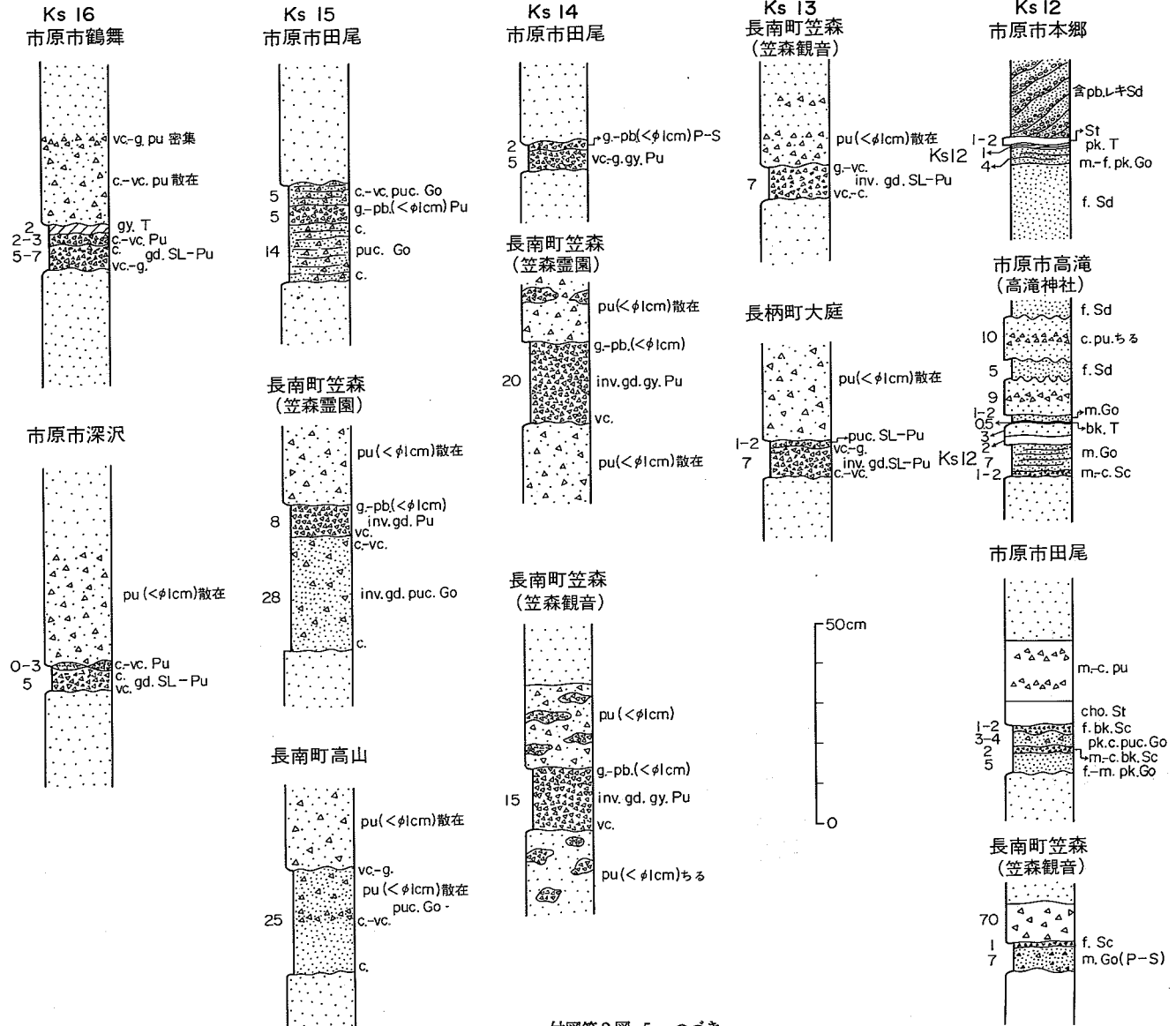
付図第2図-2 つづき



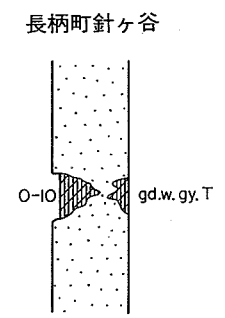
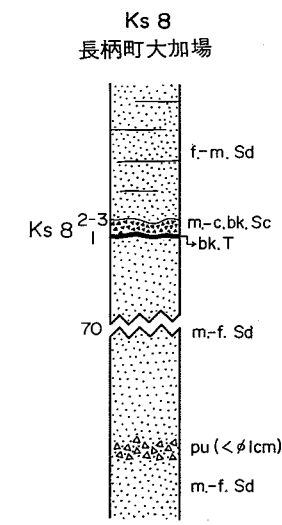
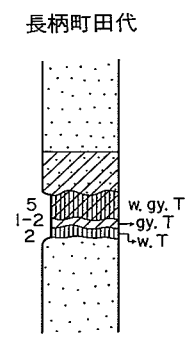
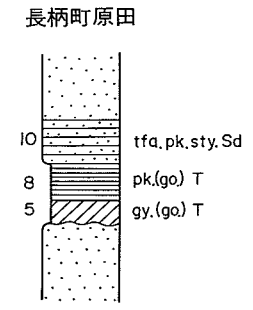
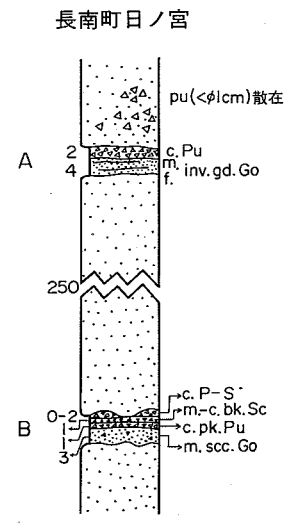
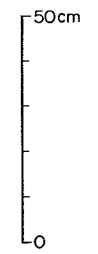
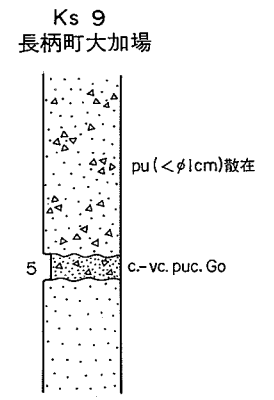
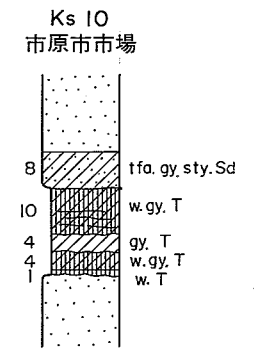
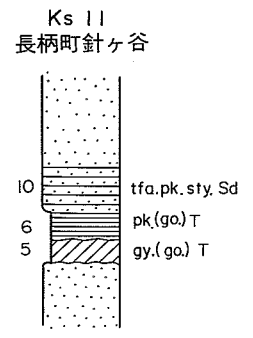
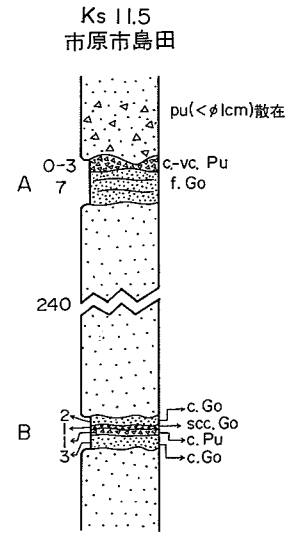
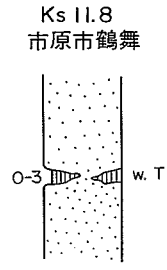
付図第2図-3 つづき



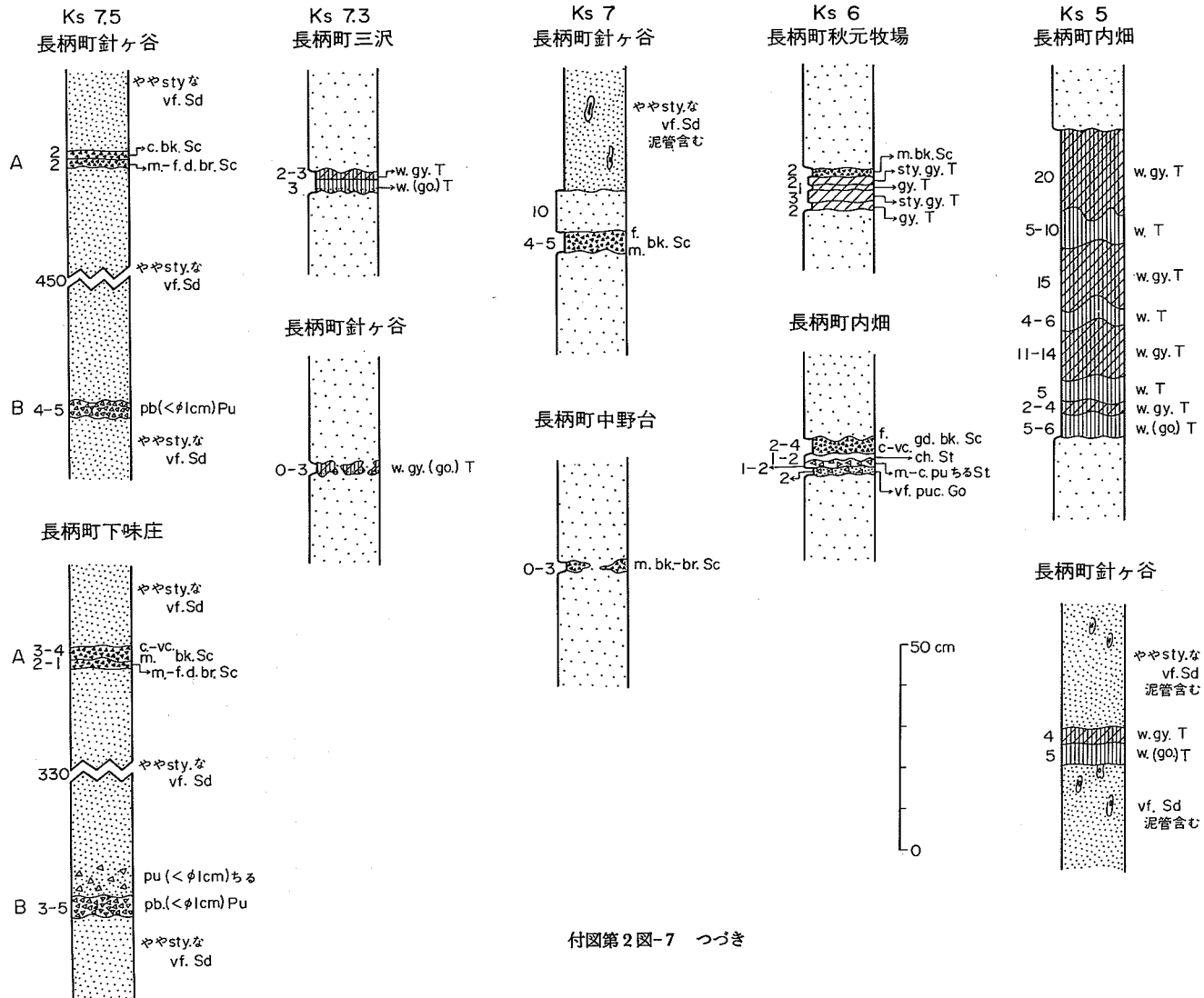
付図第2図-4 つづき



付図第2図-5 つづき



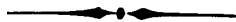
付図第2図-6 つづき



付図第2図-7 つづき

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Tōkyō (8) No. 76**GEOLOGY****OF THE****ANESAKI DISTRICT**

By

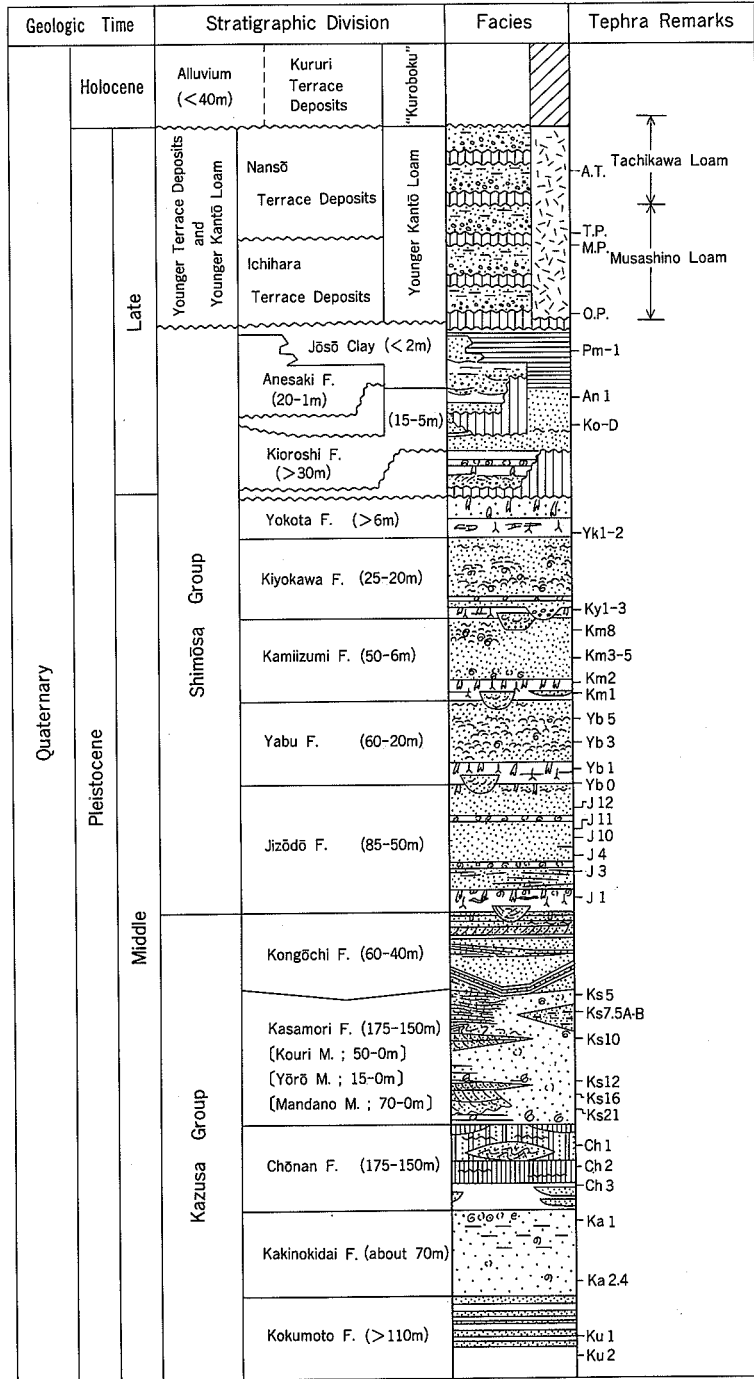
Shūichi TOKUHASHI and Hidenori ENDŌ

(Written in 1983)

(Abstract)

The Anesaki district is located in the northern part of Boso Hantō (Peninsula) of the Kantō region and covers the area from lat. 35° 20' to 35° 30' N. and from long. 140° 0' to 140° 15'. The district partly includes the Tōkyō Wan (Bay) in the northwestern district. The land area is geomorphologically divided into hills, diluvial uplands, river terraces, alluvial lowlands, and reclaimed lands.

The hills and uplands occupy the southeastern and northwestern halves of the district, respectively. The hills constitute parts of the Kazusa Kyūryō (Hills) and the uplands are parts of the Shimōsa Daichi (Uplands). River terraces and alluvial lowlands are distributed along Yōrō Gawa (River) and Obitsu Gawa (River). The Yōrō River runs through the central district from south to north and flows into the Tōkyō Bay. On the other hand, the Obitsu River runs through the southwestern district northward first and westward into the Tōkyō Bay. The reclaimed lands are situated along the Tōkyō Bay and have changed the coastal line of the land area to a great extent. The upland areas in the district are divided into three areas by the Obitsu and Yōrō Rivers, that is, Kisarazu, Sodegaura and Ichihara upland areas from west to east.



~~~~~ Unconformity, F. Formation, M. Member

Fig. 1 Summary of the stratigraphy in the Anesaki district.

## GEOLOGY

In the Anesaki district are developed the middle Pleistocene upper Kazusa Group and the middle-upper Pleistocene Shimōsa Group, trending northeast and gently depping northwest. Upper Pleistocene Terrace Deposits with Kantō Loam, Holocene terrace deposits and alluvial deposits are mostly distributed along the Obitsu and Yōrō Rivers.

### UPPER KAZUSA GROUP

The Kazusa Group is extensively exposed in the Kazusa Hills in the middle to northern part of the Boso Peninsula. The Kazusa Group is composed mainly of deep-water flysch-type alternations of the sand and mudstone, and partly of shallow-water sandy mudstone, sand, and cross-bedded gravelly sands. The group, more than 3,000 m thick in the east, is divided into twelve formations, Kurotaki, Katsura, Namihana, Ōhara, Kiwada, Ōtadai, Umegase, Kokumoto, Kakinokidai, Chōnan, Kasamori and Kongōchi Formations in ascending order in the eastern part of the peninsula. The uppermost Kongōchi Formation was formerly included in the overlying Shimōsa Group. According to AOKI (1968), these formations except for the lowermost Kurotaki Formation were conformably deposited upward under the continuous change of the sedimentary environments from the lower bathyal through upper bathyal to inner shelf. In the Anesaki district are exposed only the upper part of the Kazusa Group, that is, Kokumoto, Kakinokidai, Chōnan, Kasamori and Kongōchi Formations.

**Kokumoto Formation** (more than 110 m thick): According to MITSUNASHI *et al.* (1959), the formation is subdivided into four parts at the type locality along the Yoro River; the lowermost part (massive sandy siltstone; about 57 m thick), the lower part (sand-dominated alternation with thick sand beds; about 115m thick), the middle part (massive sandy siltstone; about 95m thick), and the upper part (sand-dominated alternation; about 80 m thick). In this district only the upper and middle parts of the formation are exposed at the southeastern corner of the district. The BRUNHES-MATUYAMA Paleomagnetic boundary (about 70 Ma ago) is found near the base of the middle part of the formation (NAKAGAWA *et al.*, 1969; NIITSUMA, 1971).

**Kakinokidai Formation** (about 70 m thick): The formation is formed of massive coarse grained siltstone and sandy siltstone. Indistinct stratification is observed in the upper part of the formation. The formation coarsens upward and fines eastward.

**Chōnan Formation** (175 to 150 m thick): The formation is subdivided into three parts: Lower, middle, and upper part. The lower part (50 to 7 m thick) is made up of massive finer-grained siltstone including thick but lenticular sand beds in the eastern district. The middle part (25 to 20m thick) is formed mostly of siltstone-dominated alternation with thin slumped beds. The upper part of the formation (125 to 70 m thick) is mostly composed of sand-dominated alternation with numerous slumped beds.

**Kasamori Formation** (300 to 230 m thick): In the northeastern distribution area of the formation, it is made up mostly of highly bioturbated deposits such as sandy siltstones and silty sandstones. In the southwestern part of the area, the upper and lower parts of the formation is formed of thin-bedded alternations of sands and mudstones which contain a variety of

sedimentary structures, such as flaser structures and lenticular bedding. They merge northeastward into the massive sandy siltstones and silty sandstones.

The formation is intercalated with three members: Mandano Sand and Gravel (70 to 0 m thick), Yōrō Sand (15 to 0 m thick), and Kouri Sand (50 to 0 m thick) in ascending order. They consist largely of cross-bedded sand and gravels. The lower two of them taper out northeastward, whereas the upper one thickens to the northeast.

**Kongōchi Formation** (60 to 40m thick): The formation is represented chiefly by sands and can be subdivided into the lower and upper parts. The lower part (50 to 30 m thick) is made up mostly of well sorted and finer-grained massive sands, on the other hand, the upper part is mainly of coarser-grained sands with small gravels. Thin but extensively traceable sand-mud alternation is intercalated both in the lower and upper parts of the formation. The uppermost part of the Kongōchi Formation contains numerous trace fossils probably made by isopoda called “Himesuna-mushi” (*Excilolana chiltoni japonica*) which now live in the intertidal zone of sandy coast (KIKUCHI, 1972).

## SHIMŌSA GROUP

The Shimosa Group rests conformably upon the Kazusa Group and is extensively exposed in the area of the Shimōsa Uplands in the northern part of the Boso Peninsula. It attains a maximum of more than 250 meters.

In this district, the Shimōsa Group is divided into seven formations, Jizōdō, Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Yokota, Kioroshi and Anesaki Formations in ascending order. The lower five formations of the group conformably overlie the underlying formations, while the upper two formations unconformably overlie the underlying formations. With an exception of the Anesaki Formation, each formation of the Group is characterized by a sedimentary cycles, which starts from fresh- or brackish-water muds and ends with shallow-marine sands.

At the base of the formations, small channels filled with cross-bedded gravelly sands are locally developed. Near the top of each formation, there are usually found a number of trace fossils of *Excilolana chiltoni japonica* indicative of intertidal conditions. These formations yield abundant molluscan fossils ranging from brackish to shallow water.

The uppermost Anesaki Formation is formed exclusively of fresh-water sediments.

**Jizōdō Formation** (85 to 50 m thick): The lower part (13 to 1 m thick) is made up both of muddy deposits (containing peats, fossilized plant-roots and sand pipes) and of channelized gravelly sands. The upper part (70 to 50 m thick) is formed mostly of well sorted, finer-grained sands. The Jizōdō Formation contains three famous mollusca beds, i.e., Izumiyatsu, Jizōdō, and Tanbara Mollusca Beds (SAKAKURA, 1935b). The last two occur in the upper part and the first one is in the lower part of the formation.

**Yabu Formation** (60 to 20m thick): The lower part (25 to 1m thick) is composed both of muddy deposits (containing peat, fossilized plant-roots and sand pipes), and of gravelly sands (including channel deposits). The upper part (35 to 20 m thick) is made up of coarse- to fine-grained sands. Abundant molluscan fossils occur throughout the upper part of the formation. Many fossil localities are known in the formation in the district.

**Kamiizumi Formation** (50 to 6 m thick): The lower part (10 to 1.5 m thick) is formed

both of muddy deposits (containing peats, fossilized plant-roots and sand pipes) and gravelly sands (including channel deposits). On the other hand, the upper part (40 to 2 m thick) is made up of massive well-sorted, finer-grained sands. The upper part of the formation is rather poor in molluscan fossils except for near the type locality of the formation.

**Kiyokawa Formation** (25 to 20m thick): The lower part (8 to 1.5m thick) is made up of muddy deposits (containing peats, fossilized plant-roots and sand pipes) and of gravelly sands (including channel deposits). The upper part (20 to 13m thick) is formed of medium- to fine-grained sands. Abundant molluscan fossils are observed throughout the upper part of the formation. Many fossil localities are known in the formation in the district.

**Yokota Formation** (more than 6 m thick): The formation rests conformably on the Kiyokawa Formation. The distribution of the formation is restricted in the small area due to the erosion by the overlying formations. The lower part (3 to 2 m thick) is made up of mud containing peats and the upper part (more than 4m) is of muddy sand containing sand pipes.

**Kioroshi Formation** (5 to more than 30m thick): The formation unconformably overlies the underlying formations. In the Kisarazu, Sodegaura, and in the western part of the Ichihara upland areas, the formation is formed mainly of such valley-fill deposits (more than 30 m thick) as gravelly sands at the base and overlying thick muddy sediments and is truncated by the overlying Anesaki Formation. On the other hand, in the eastern part of the Ichihara upland area, the formation is made up mostly of medium- to fine-grained sands (15 to 5 m thick). In the latter area, the depositional surface of the formation has remained as a geomorphic surface ("Kioroshi geomorphic surface").

**Anesaki Formation** (20 to 1m thick): The formation is deposited under fresh water environments and made up mainly of alternations of coarse-grained gravelly sands (containing abundant rounded gravels of siltstone) and muds (intercalating fine-grained sands and peats). The formation is exposed extensively in the Kisarazu, Sodegaura, and in the western part of the Ichihara upland areas. The depositional surface of the formation forms a geomorphic surface ("Anesaki geomorphic surface").

**Jōsō Clay** (less than 2m thick): The bed is made up chiefly of decomposed volcanic ash, concordantly overlying the depositional surfaces of the Kioroshi and Anesaki Formations and overlain by the Kantō Loam.

#### LATE PLEISTOCENE TERRACE DEPOSITS AND KANTŌ LOAM

The Kantō Loam is composed largely of highly decomposed volcanic ash derived from volcanoes located west of the Kanto Heiya (Plain), forming a thick sequence throughout the plain.

The Kantō Loam in the present area is divided into the older Musashino Loam and the younger Tachikawa Loam. The Terrace Deposits in the Anesaki district are formed largely of fluvial deposits and are divided into the Ichihara Terrace Deposits and the Nansō Terrace Deposits. The older Ichihara Terrace Deposits are overlain by the Musashino and Tachikawa Loams, but the younger Nansō Terrace Deposits are overlain by the Tachikawa Loam only. Moreover, the former is subdivided into two terrace deposits, i.e., Ichihara I and Ichihara II Terrace Deposits and the latter is into three, i.e., Nansō I, Nansō II, and Nansō III Terrace

Deposits. They are mainly distributed along the Yōrō and Obitsu Rivers.

### HOLOCENE TERRACE DEPOSITS AND ALLUVIUM

Terrace deposits not overlain by the Kantō Loam is named the Kururi Terrace Deposits. They are mainly distributed in the upper reaches of the Yōrō River and composed of fluvial deposits such as gravels, sands, and muds.

The alluvium are chiefly distributed in the lowlands along the Yōrō and Obitsu Rivers and partly in the floors of the dissected valleys in the hills and uplands. At the mouth of the Yōrō River, the maximum thickness of the alluvium attains more than 40 m. Along the Yōrō and Obitsu Rivers, the alluvium is distributed as backmarsh deposits, natural-levee deposits, and abandoned river deposits, and along the ancient coast line as coastal dune deposits.

### GEOLOGIC STRUCTURE

The formations of the Kazusa and Shimōsa Groups all trend in the northeast general direction, gently dipping northwest from 6 to 0.4 degrees. The inclination of the formations decreases upward. A more detailed examination reveals that the strikes of the formations are gently undulated. The undulation is observed in the subsurface as well.

The northward trending normal faults are observed sporadically in the southeastern part of the district. Dislocation of these faults is generally less than 0.5 meters and seldom exceeds 1 meter. Joints trending in the same direction are also observed in the muddy sediments of the Kazusa Group in the same area. However, few faults and joints are observed in the other part of the district.

### ECONOMIC GEOLOGY

Natural gas dissolved in the underground salt waters confined in the sediments of the Kazusa Group is actively utilized for town gas by drawing up the waters through the wells in the southeastern district. Iodine dissolved in the drawned waters is extracted and used as industrial material.

Gravelly sands in the Mandano Sand and Gravel of the Kasamori Formation and sands in the formations of the Shimōsa Group are broadly quarried for building construction and reclamation.

Plenty of groundwater of good quality is drawn up from the formations of the lower to middle parts of the Shimōsa Group and used mainly as city water and agricultural water in the upland areas and as industrial water on the reclaimed lands along the Tōkyō Bay. The ground subsidence along the Tōkyō Bay reached maximum in late 1960's to early 1970's, and then lessened in response to the regulation of pumping-up water.

## ※文献引用例

徳橋秀一・遠藤秀典(1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 136p.

TOKUHASHI, S. and ENDŌ, H. (1984) *Geology of the Anesaki District*. Quadrangle Series, scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 136 p.(in Japanese with English abstract, 6p).

---

昭和59年3月19日 印刷  
 昭和59年3月23日 発行  
 通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所  
 〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

---

印刷者 小宮山一雄  
 印刷所 小宮山印刷工業株式会社  
 東京都新宿区天神町78

---

© 1984 Geological Survey of Japan

平成9年3月27日 第2刷発行

印刷者 飯 島 勲  
 印刷所 東日本印刷株式会社  
 茨城県つくば市上ノ室283-1